I.G

REPUBLICA POPULARĂ ROMÎNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC

VOL. XXXIV
PARTEA I-a

7.916

BUCUREȘTI
1964

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

REPUBLICA POPULARĂ ROMÎNĂ
COMITETUL GEOLOGIC
INSTITUTUL GEOLOGIC

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC

VOL. XXXIV
Partea I-a

74916

BUCUREȘTI
1964

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

Pag.

AL. CODARCEA. Realizările ştiinţelor geologice în Republica Populară Romînă în anii regimului de democraţie populară 5

AL. CODARCEA. Les réalisations des sciences géologiques en Roumanie sous le régime de démocratie populaire 21

M. PAUCĂ. Bazinul neogen al Silvaniei 39

M. PAUCĂ. Neogene Basin of Silvania (Abstract) 39

M. PAUCĂ. Das jungtertiäre Silvania-Becken (Zusammenfassung) 103

L. PAVELESCU, O. MAIER, H. KRÄUTNER, M. MURESAN, FL. KRÄUTNER. Structura şi stratigrafia şisturilor cristaline din regiunea Ruschiţa (Poiana Ruscă) 115

L. PAVELESCU, O. MAIER, H. KRÄUTNER, M. MURESAN, FL. KRÄUTNER. Structure and Stratigraphy of the Crystalline Schists in Ruschiţa Region (Abstract) . . 115

L. PAVELESCU, O. MAIER, H. KRÄUTNER, M. MURESAN. FL. KRÄUTNER. Struktur und Petrographie der kristallinen Schiefer aus der Umgebung von Ruschiţa (Poiana Ruscă) (Zusammenfassung) 149

GR. RĂILEANU, V. NEGULESCU. Studiul comparativ al faunei burdigaliene din bazinul Transilvaniei şi Bazinul Petroşeni 159

GR. RĂILEANU, V. NEGULESCU. Comparative Study of the Burdigalian Fauna from the Transylvania Basin and Petroşeni Basin (Abstract) 159

GR. RĂILEANU, V. NEGULESCU. Étude comparative sur la faune burdigalienne du Bassin Transylvain et du Bassin de Petroşeni (Résumé) 191

DESSILA-CODARCEA MARCELA. Consideraţii asupra stratigrafiei, genezei şi structurii formaţiunilor cristalofiliene din Carpaţii meridionali centrali (regiunea Răşinari—Cisnădioara—Sadu) 195

DESSILA-CODARCEA MARCELA. On the Stratigraphy, the Genesis and the Structure of Crystalline Formations in Central Southern Carpathians (Răşinari—Cisnădioara—Sadu Region) (Abstract) 195

DESSILA-CODARCEA MARCELA. Considérations sur la stratigraphie, la genèse et la structure des formations cristallophyliennes des Carpates méridionales centrales (région de Răşinari—Cisnădioara—Sadu) (Résumé) 211

V. MUTIHAC. Zona Tulcea şi poziţia acesteia în cadrul structural al Dobrogei 215

V. MUTIHAC. The Tulcea Zone and its Position in the Structural Pattern of Dobrogea. 215

V. MUTIHAC. Géologie de la zone de Tulcea et sa position dans la structure de la Dobrogea (Résumé) 255

DAN P. RĂDULESCU, V. STIOPOL. Contribuţii la cunoaşterea distribuţiei unor elemente minore în andezitele din munţii Gurghiu şi Harghita 265

1964

1964

Institutul Geologic al României

Pag.

DAN P. RĂDULESCU, V. STIOPOL. Contributions to the Knowledge of the Distribution of some Minor Elements in the Andesites of the Gurghiu and Harghita Mountains (Abstract) 265

DAN P. RĂDULESCU, V. STIOPOL. Contributions à la connaissance de certains éléments mineurs dans les andésites des Monts Gurghiu et Harghita (Résumé) 277

H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU, M. BĂLOIU-FĂRCĂȘAN. Geologia și petrografia părții de nord a munților Semenic 279

H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU, M. BĂLOIU-FĂRCĂȘAN. Geology and Petrography of the Northern Part of the Semenic Mountains (Abstract) 279

H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU, M. BĂLOIU-FĂRCĂȘAN. Géologie et pétrographie de la partie septentrionale des Monts Semenic (Résumé) 323

Institutul Geologic al României

REALIZĂRILE ŞTIINŢELOR GEOLOGICE ÎN REPUBLICA POPULARA ROMÎNĂ ÎN ANII REGIMULUI DE DEMOCRAŢIE POPULARĂ

DE

ACAD. PROF. AL. CODARCEA

Preşedintele Comitetului Geologic

Poporul nostru sărbătoreşte în acest an cea de-a XX-a aniversare a eliberării patriei noastre de sub jugul fascist.

Sub îndrumarea înţeleaptă a Partidului Muncitoresc Romîn, poporul nostru a păşit pe calea desăvîrşirii construirii socialismului. Ţara noastră este în plină înflorire, cu o industrie în puternică dezvoltare şi cu o agricultură avansată. S-a ridicat nivelul cultural şi de trai al poporului nostru.

Dezvoltarea continuă şi în ritm din ce în ce mai rapid a industrializării ţării este înlesnită, în măsură din ce în ce mai mare de existenţa în subsolul patriei noastre a bogatelor zăcăminte de felurite substanţe minerale utile. Această dezvoltare cere ca bază, tot mai mult, propriile resurse miniere.

Căutarea şi punerea în evidenţă a acestor zăcăminte este sarcina geologilor şi a celorlalţi lucrători care activează în strînsă legătură cu ei în multilaterala activitate geologică.

Partidul şi guvernul republicii noastre au acordat, de la început şi în permanenţă, un sprijin puternic activităţii geologice în toate formele ei de manifestare. Ca urmare, activitatea geologică de cercetare a structurii subsolului patriei noastre şi a bogăţiilor ei miniere a luat o dezvoltare nemaiîntîlnită pînă astăzi. S-a făcut un progres remarcabil în cunoaşterea constituţiei geologice a ţării şi s-au descoperit numeroase şi bogate zăcăminte de substanţe minerale utile, care au fost puse la dispoziţia industriei noastre socialiste în plin avînt.

Activitatea geologică în ţara noastră are o vechime de peste un veac. Dar numai în al optulea deceniu al secolului trecut, în cadrul „Biuroului Geologic" de la Bucureşti, s-au organizat primele cercetări geologice de

Institutul Geologic al României

ansamblu a teritoriului țării, avînd ca urmare tipărirea primei hărți geologice la scara 1/171.800.

Un progres în dezvoltarea geologiei în Romînia și în formarea școlii geologice romînești l-a constituit înființarea, în 1960, a Institutului Geologic al Romîniei care a avut un rol însemnat în studierea geologiei țării noastre. Au fost studiate probleme de stratigrafie, petrografie și tectonică, precum și unele probleme cu caracter practic legate de bogățiile subsolului. Rezultatele acestor studii sînt cuprinse în publicațiile Institutului Geologic și în primele hărți de ansamblu la scări mici privind geologia, hidrografia, repartiția vegetației, debitele și forțele hidraulice, zăcămintele și rezervele unor substanțe minerale utile, solurile și zonele de vegetație naturală, climă și apă freatică, precum și în publicațiile Academiei, ale Societății Romîne de geologie și ale Universităților din București, Iași și Cluj.

Aceste realizări importante se datoresc muncii fără preget a unui mănunchi de oameni de știință progresiști animați de un patriotism luminat, care prin lucrările lor valoroase au făcut cunoscută și peste hotare, școala geologică romînească.

Figurile ilustre ale geologilor din perioada de formare a școlii geologice romîne sînt reprezentate prin profesorii GRIGORE COBÎLCESCU, PETRE PONI și VASILE BUȚUREANU de la Universitatea din Iași și GREGORIU ȘTEFĂNESCU, SABBA ȘTEFĂNESCU, SAVA ATHANASIU, GHEORGHE MUNTEANU-MURGOCI și LUDOVIC MRAZEC de la Universitatea din București. Cei mai mulți dintre aceștia au colaborat și în activitatea Biroului geologic și a Institutului Geologic.

Geologii romîni au avut însă de luptat cu multe greutăți în condițiile regimului burghezo-moșieresc din cauza lipsei de sprijin a guvernanților din trecut care nu au arătat nici un interes pentru dezvoltarea geologiei practice pe linie de stat.

Bogățiile subsolului erau puse la dispoziția societăților capitaliste în cea mai mare parte străine și care și-au concentrat lucrările în zone ușor accesibile care să asigure o rentabilitate imediată și ridicată, exploatînd bogățiile subsolului în mod prădalnic, fără a urmări o cercetare sistematică a resurselor subsolului, neavînd interesul de a dezvolta industria la noi în țară. Ca urmare, lucrările geologice de prospectare și explorare au rămas în urmă. Nu se cunoștea potențialul minier al țării și nu se puteau prevedea perspectivele ei economice, din care cauză țara noastră era, înainte de eliberare, o țară înapoiată din punct de vedere industrial.

Odată cu instaurarea regimului de democrație populară, și în special după naționalizarea din 1948, în avîntul general de lichidare a înapoierii economice și culturale a Romîniei, moștenită de la regimul burghezo-moșieresc, și de transformare a țării noastre într-o țară industrial-agrară înaintată, partidul clasei muncitoare a trecut la înfăptuirea unei politici geologice noi care să constituie una din pîrghiile importante ale construirii socialismului.

Institutul Geologic al României

În cadrul acestei politici, partidul a creat Comitetul Geologic, pe care l-a dotat cu cele mai moderne aparate şi utilaje în scopul descoperirii şi conturării rezervelor de substanţe minerale utile necesare industrializării ţării precum şi a cercetării solurilor şi a apelor subterane, în legătură cu sarcinile transformării socialiste a agriculturii.

Prin sprijinul permanent acordat de partid şi guvern, Comitetul Geologic a devenit o puternică instituţie de cercetare geologică complexă a subsolului, extinzîndu-şi această activitate şi în unele ramuri, abordate pentru prima oară în ţara noastră, cum ar fi : geochimia, hidrogeologia geologia tehnică.

Totodată au fost înfiinţate organizaţii geologice la ministerele cu profil extractiv, precum şi servicii şi sectoare geologice la exploatările miniere şi schelele de petrol. S-au organizat, atît în cadrul Comitetului Geologic cît şi la principalele ministere şi organe centrale cu activitate geologică, puternice întreprinderi de foraj şi miniere, înzestrate cu o bogată bază materială.

De asemenea, Academia R.P.R. a înscris încă de la început, printre preocupările ei de frunte promovarea ştiinţelor geologice, creînd în anul 1955 o secţie de ştiinţe geologice şi geografice căreia i-a încredinţat şi un institut de cercetări.

Pentru asigurarea cu cadre de specialitate a noilor organizaţii şi instituţii geologice create şi care să răspundă cu toată competenţa la creşterea rezervelor de substanţe minerale utile, s-au organizat facultăţi de geologie în cadrul universităţilor şi institutelor tehnice superioare, din care au ieşit cadre noi bine pregătite în toate disciplinele ştiinţelor geologice şi a celor înrudite, cum sînt geofizica, geologia tehnică, hidrogeologia, geochimia şi altele.

De unde, înainte de 23 August 1944, în vechiul Institut Geologic, în învăţămîntul superior şi în cîteva întreprinderi capitaliste extractive lucrau abia cîteva zeci de geologi, astăzi numărul geologilor cu studii superioare se apropie de 2.000, din care majoritatea lucrează în cadrul organizaţiilor geologice din Comitetul Geologic. Ministerul Industriei Petrolului şi Chimici, Ministerul Minelor şi Energiei Electrice.

În aceste condiţii noi de organizare şi dotare, avînd la îndemînă utilaje şi aparate de cercetare şi de explorare pe teren şi în laborator şi folosind cele mai noi metode de lucru, munca geologilor romîni a devenit mai eficientă, iar rezultatele n-au întîrziat a se arăta.

Cu elan nestăvilit, prin munca lor plină de abnegaţie, în mijlocul naturii, în mine şi schele, şi în laboratoare, folosind bogata experienţă acumulată de către înaintaşii lor şi inspirîndu-se din vastul patrimoniu al ştiinţelor geologice, geologii romîni au contribuit la creşterea puternică a potenţialului de materii prime minerale al patriei noastre şi sînt solicitaţi să acorde asistenţă geologică şi în alte ţări.

Această realizare nu ar fi fost posibilă fără aportul însemnat adus de munca entuziastă a geologilor tineri, crescuţi în anii puterii populare sub îndrumarea atentă şi devotată a geologilor mai vîrstnici.

Institutul Geologic al României

Activitatea geologică din ultimii 20 ani s-a desfăşurat în domenii foarte variate, devenind complexă şi multilaterală, de la preocupările teoretice cele mai generale pînă la aplicaţiile practice cele mai detaliate, legate strîns de explorarea şi exploatarea raţională a celor mai variate feluri de substanţe minerale utile.

* * *

Cunoaşterea detaliată a structurii geologice a ţării şi reprezentarea cartografică corectă a formaţiunilor geologice constituie baza oricărei activităţi de valorificare a bogăţiilor solului şi subsolului.

O justă planificare şi o bună orientare a lucrărilor geologice de orice fel executate cu scopul descoperirii, conturării, cunoaşterii detaliate a zăcămintelor de substanţe minerale utile în vederea unei exploatări raţionale a lor, precum şi orice lucrare privind fundarea marilor construcţii socialiste se bazează pe hărţi geologice, hidrogeologice şi geotehnice în care se oglindeşte în mod fidel alcătuirea geologică a subsolului şi condiţiile hidrogeologice de primă importanţă pentru orice lucrare în subteran.

Odată cu înfiinţarea Comitetului Geologic în ţara noastră s-a dat un impuls puternic elaborării de hărţi geologice de ansamblu şi a celor de detaliu ale regiunilor mai puţin cunoscute ale ţării.

Este locul aici de a menţiona în primul rînd apariţia hărţii geologice a R.P.R. la scara 1 : 500.000, realizată de Comitetul Geologic în colaborare cu Academia R.P.R., o operă geologică de o deosebită valoare, care sintetizează o imensă muncă depusă de geologii noştri în decurs de peste 30 de ani şi care, graţie sprijinului puternic primit din partea partidului şi guvernului, a putut fi dusă la bun sfîrşit în cinstea celei de a XV-a aniversări a eliberării patriei noastre.

Această hartă întruneşte atît calitatea de a fi o operă ştiinţifică de înaltă concepţie geologică, prezentată în cele mai reuşite condiţii de execuţie, cît şi aceea a utilităţii economice constituind o preţioasă bază pentru orientarea lucrărilor geologice legate de valorificarea bogăţiilor subsolului.

Afară de aceasta s-au elaborat hărţi de ansamblu, geologice, tectonice, litofaciale, geofizice şi hidrogeologice, care servesc pentru orientarea lucrărilor de cercetare geologică şi minieră şi pentru fundamentarea marilor construcţii.

Studiul stratigrafiei, petrografiei şi tectonicii marilor unităţi geologice ale ţării noastre a făcut progrese importante. Prin cunoaşterea detaliată a poziţiei stratigrafice şi a compoziţiei litofaciale a formaţiuilor purtătoare de substanţe minerale utile şi prin cunoaşterea tectonicii de ansamblu şi de detaliu a regiunilor şi zonelor de perspectivă, au fost fundamentate ştiinţific lucrările de explorare făcute pentru descoperirea zăcămintelor de substanţe minerale utile.

În cercetarea unităţilor cristaline din Carpaţi s-a introdus, ca metodă de cercetare, studiul complex al formaţiunilor metamorfice pentru elucidarea stratigrafiei şi litologiei lor premetamorfice, mai ales în faciesurile mai slab metamorfozate. S-a reuşit astfel să se descopere în unele calcare

Institutul Geologic al României

cristaline urme de alge și de microspori de vîrstă precambriană, ceea ce permite să se întrevadă posibilitatea de a se face diviziuni de vîrstă în masivele metamorfice.

Prin această metodă s-a putut defini și urmări complexul de strate purtătoare de minereu de fier în Poiana Ruscă, ceea ce a înlesnit mult orientarea lucrărilor de explorare prin foraje și minerit pentru descoperirea de zăcăminte noi de minereu de fier la Teliuc, Ghelar și Ruschița.

Asemenea studii geologice complexe de mare detaliu se execută și în masivele cristaline din munții Carpaților orientali, pentru justa îndrumare a lucrărilor de prospectare și explorare pentru minereuri de metale neferoase, cupru, zinc, plumb și alte elemente asociate cu ele.

S-a descifrat structura masivului alcalin de la Ditrău, interesant pentru sienitele sale nefelinice care pot constitui în viitor o bază de materii prime.

Au fost studiate lacolitele de roci gabbroide cu concentrații de magnetită titano-vanadiferă din munții Drocei și masivele de roci banatitice din partea de vest a țării cu apariții de filoane de cuarț cu molibdenit și skarne cu minereuri de fier și metale neferoase, în special cupru.

În partea de sud a Banatului, în vechea regiune minieră, lucrările geologice de prospectare și explorare prin galerii și sonde au pus în evidență un important zăcămînt de minereu de cupru în zona de apariție a maselor eruptive banatitice.

Manifestările vulcanice din perioada terțiară din partea de nord a țării au făcut obiectul unor studii foarte avansate. S-a stabilit succesiunea în timp a diferitelor faze de erupții din munții Călimani și din munții Băii Mari, făcîndu-se corelația cu fazele de formare a filoanelor de minereuri hidrotermale.

Cercetări complexe se execută în munții Apuseni pentru mai aprofundata cunoaștere a structurii geologice a zonelor purtătoare de mineralizații auro-argentifere. Au fost obținute prețioase indicații privind zonele de extindere a acestor mineralizații în profunzime.

În ce privește formațiunile sedimentare în care se întîlnesc felurite zăcăminte de substanțe minerale utile (bauxite, cărbuni, petrol, gaze), s-a efectuat o muncă intensivă în vederea orizontării stratigrafice și a caracterizării lor litofaciale. S-a adîncit cunoașterea stratigrafiei terenurilor paleozoice (permiene și carbonifere) din munții Apuseni și Banat și mai ales a formațiunilor mesozoice ale munților Pădurea Craiului, ale munților Apuseni și ale zonelor sinclinale mesozoice din Banat și Carpații meridionali.

Progrese mari s-au făcut de asemenea în orizontarea formațiunilor flișului cretacic-paleogen al Carpaților orientali și în special a șisturilor negre, pe baza găsirii unei faune de amoniți în aceste formațiuni, considerate pînă acum ca lipsite de urme organice, ceea ce a ajutat mult și la o mai bună înțelegere a tectonicii destul de complicate a acestor formațiuni.

O preocupare susținută a geologilor stratigrafi o constituie studiile sedimentologice referitoare la sursele de alimentare cu material detritic al geosinclinalului flișului în diferite perioade geologice și direcția de

Institutul Geologic al României

transport a paleocurenților care au determinat diferențierea faciesurilor litologice în cuprinsul zonei geosinchinale cretacic-paleogene a Carpaților orientali, de care se leagă distribuirea în spațiu a formațiunilor favorabile pentru înmagazinarea hidrocarburilor.

Problemele stratigrafiei și tectonicii Neogenului continuă să fie o preocupare de seamă a geologilor. Studiul terenurilor Neogenului arată adesea clar caracterul de transgresiune, cu invadarea unui relief scufundat al formațiunilor mai vechi, scoțînd în evidență o marcată disarmonie structurală care pune probleme noi explorării terenurilor cu perspective petrolifere.

S-au făcut cercetări amănunțite pentru caracterizarea microfaunistică a limitei Cretacic superior — Paleogen, precum și pentru stabilirea unei stratigrafii detaliate a Cretacicului inferior și mediu.

Rezultate interesante privind structura de mare adîncime a zonelor depresionare și a platformelor din fața Carpaților, au fost obținute prin prospecțiuni geofizice cît și prin numeroase foraje adînci executate în anii puterii populare, în special pentru explorarea bazinelor cu perspective petrolifere și gazeifere.

Astfel, forajele executate în Cîmpia Romînă au arătat continuarea platformei prebalcanice, dinspre Dunăre pînă la paralela nord Craiova—nord București, constituită din depozite cuaternare, pliocene, sarmațiene și tortoniene, transgresive pe un soclu de formațiuni marnoase și calcaroase mesozoice. Este interesant de semnalat că în seria mesozoică a platformei, au fost identificate în afară de depozitele cretacice cunoscute pînă acum și depozite jurasice, triasice și chiar paleozoice, carbonifere și siluriene, iar pe teritoriul Dobrogei de Sud au fost întîlnite șisturi cu graptoliți. Spre nord, scufundarea fundamentului se face mai accentuat, trecîndu-se apoi la zona depresionară propriu-zisă a fosei precarpatice.

În Podișul Moldovenesc s-a atins cristalinul de tip podolic în partea de nord (la Todireni) acoperit de transgresiunea siluriană purtătoare de ape puternic mineralizate (la Iași).

În partea de sud a Moldovei, s-a pus în evidență continuarea nord-vestică a munților hercinici ai Dobrogei de nord-vest, înecați în depozitele triasice și jurasice.

Între prelungirea masivului dobrogean, în scufundare spre nord-vest și marginea sudică a platformei podolice, a fost pusă în evidență depresiunea mesozoică a Bîrladului, care apare ca o ramificație a depresiunii precarpatice.

În Bazinul Transilvaniei, sondele adînci au atins un mare bombament cristalin în zona centrală a bazinului, indicînd prin aceasta o compartimentare a bazinului Transilvaniei în bazine secundare.

Din numeroasele foraje pentru apă au apărut date noi referitoare la stratigrafia Cuaternarului, care are pe alocuri grosimi de sute de metri.

În domeniul disciplinelor, mineralogie și geochimie, sînt de relevat studiile de geotermometria cuarțului din formațiunile hidrotermale, studiile de analiză structurală a rocilor granitoide, studiile de răspîndire a unor elemente chimice în formațiunile cristaline și sedimentare din diferitele

Institutul Geologic al României

părţi ale ţării şi studiile statistice geochimice privind repartiţia elementelor chimice majore în diferitele tipuri de minereuri de mangan din Carpaţii orientali şi meridionali, din care s-au putut trage concluzii privind unitatea lor genetică. De asemenea s-a urmărit studiul geochimic al calcarelor şi dolomitelor din Carpaţii orientali. O atenţie susţinută se acordă studiului geochimic şi calcografic al zăcămintelor de minereuri hidrotermale, legate de erupţiile vulcanice din nordul ţării, urmărindu-se descifrarea legilor formării lor.

* * *

Un avînt cu totul remarcabil au luat lucrările de prospecţiuni geologice, geofizice, geochimice, hidrogeologice, în scopul stabilirii zonelor purtătoare de acumulări de substanţe minerale utile. Ele au servit la îndrumarea şi localizarea lucrărilor de explorare şi de exploatare menite să descopere, să contureze şi să pună în valoare noi bogăţii miniere în subsolul ţării noastre.

Un loc deosebit în activitatea de prospecţiune a bogăţiilor minerale îl ocupă prospecţiunile geofizice, cărora li se datoresc unele din marile noastre succese de ordin economic şi ştiinţific, ca urmare a progreselor realizate în acest sector, atît din punctul de vedere al utilajului, cît şi al tehnicii de lucru şi de interpretare şi prelucrare a datelor de teren. În acest sector, conducerea partidului şi guvernului ţării cunoscînd marea lor importanţă au acordat un foarte larg sprijin pentru dotarea şi dezvoltarea cercetărilor de teren.

Principalele metode ale geofizicii aplicate — seismometria, gravimetria, electrometria, magnetometria şi radiometria — s-au dezvoltat în ţara noastră în ultimii ani în proporţii cu adevărat remarcabile.

Astfel, în sectorul prospecţiunilor seismice, au apărut şi au fost puse în funcţiune numeroase staţii complexe moderne de înregistrare care au atacat cu deosebit succes unele din problemele structurale complicate ridicate de geologia regiunilor noastre petrolifere.

Este semnificativ din acest punct de vedere creşterea vertiginoasă a numărului de aparate în funcţiune, în special aparatura de tip portabil şi cu posibilităţi de cercetare sensibil crescute, ceea ce a permis efectuarea de lucrări în suprafeţe cu morfologie şi geologie complicată.

Printre metodele de lucru cele mai moderne care au fost recent introduse cu deosebit succes în seismometria romînească citãm : metoda corelaţiei undelor refractate, metoda seismosondajelor spaţiale de masă, metoda recepţiei direcţionale reglabile şi valorificarea undelor difractate de accidentele tectonice.

De asemenea ca tehnică de lucru s-a introdus gruparea punctelor de explozie şi a geofoanelor.

Prospecţiunea seismică joacă un rol tot mai însemnat în descoperirea structurilor sedimentare şi are la activul său o serie de importante succese omologate de industria petrolului şi gazelor.

În sectorul gravimetriei, aparatajul greoi, demodat şi numeric insuficient din trecut, a fost complet înlocuit prin gravimetre moderne cu

Institutul Geologic al României

mare sensibilitate care asigură pe lîngă o bună precizie a măsurătorilor o înaltă productivitate a muncii de teren.

Prospecțiunea gravimetrică a obținut rezultate deosebit de interesante în localizarea masivelor de sare, în rezolvarea unor probleme tectonice și în detalierea unor structuri cu perspective de a conține importante acumulări de substanțe minerale utile. Descoperirea sau contura ea unor importante masive de sare în cuprinsul subsolului țării noastre și a acumulărilor de sare asociate cu săruri de potasiu în zona miocenă din Depresiunea Precarpatică din Moldova sînt datorite prospecțiunii gravimetrice. În genere, diagnosticul de prezență a sării pe baza existenței minimelor gravimetrice a fost aproape întotdeauna confirmat de datele de foraj.

În domeniul prospecțiunilor magnetice, numeroase variometre moderne puse astăzi la dispoziția cercetărilor pentru minereuri feroase și pentru ridicarea hărții magnetice a R.P.R. au dat acestui important sector — altădată complet neglijat — toată însemnătatea ce i se cuvine în economia națională.

Prospecțiunile magnetice au fost folosite cu succes la identificarea și conturarea zonelor mineralizate cu magnetit și a unor zăcăminte de mangan cu mici cantități de magnetită dispersată în ele.

O dezvoltare însemnată a luat în ultima vreme aeromagnetometria. Este în curs ridicarea aeromagnetică a întregului teritoriu al țării.

În prospecțiunea electrică, potențiometrele și stațiile moderne de mare putere, cu înregistrarea fotografică au renovat complet vechea noastră aparatură electrometrică ; cu ajutorul lor se execută astăzi sondaje și cartări electrice cu linii de emisie pînă la 20 km, mărindu-se astfel considerabil puterea de investigație față de tot ce s-a realizat anterior în Romînia.

Prospecțiunile electrice pentru petrol efectuate prin metoda sondajelor electrice verticale, au confirmat în genere concluziile prospecțiunii seismice cu privire la existența structurilor sedimentare petrolifere de tip nou din anumite unități geologice majore. În sectorul minier au fost obținute unele rezultate pozitive prin aplicarea metodei polarizației naturale la zăcăminte de sulfuri complexe în unele zone din Carpații orientali. Recent a fost introdusă cu bune rezultate aparatura electromagnetică modernă pentru măsurarea fazei și amplitudinii în curent alternativ, precum și metoda polarizației provocate pentru detectarea mineralizațiilor conductoare disperse.

În sfîrșit, pentru prospectarea acumulărilor de substanțe minerale utile din subsolul patriei noastre dispunem astăzi de aparatură radiometrică perfecționată, emanometre, diverse tipuri de radiometre, aparatură de laborator, prin a căror utilizare pe scară largă pe teren și în laboratoare este posibilă o inventariere mult lărgită a bogățiilor minerale ale subsolului țării noastre.

Demnă de relevat este dezvoltarea marcată de extinderea măsurătorilor geofizice în cercetarea forajelor executate pentru punerea în evidență a acumulărilor de substanțe minerale utile.

Aceste măsurători constituie astăzi mijloace de investigație și de control extrem de valoroase pentru cunoașterea prin foraje a prezenței

Institutul Geologic al României

substanțelor minerale utile situate la adîncime. Ele stau la baza grăbirii ritmului de executare a lucrărilor geologice prin foraje, la reducerea importantă a costurilor acestora, devenind în măsură tot mai mare instrumente de interpretare cantitativă a zonelor interesante din punct de vedere al conținutului în substanțe minerale utile. Un progres deosebit a înregistrat tehnica măsurătorilor electrice și, mai ales, nucleare, în special, pentru petrol și gaze. Se dezvoltă continuu preocupările pentru identificarea și aprecierea cantitativă și a celorlalte substanțe minerale utile, cărbunii și minereurile.

Din punct de vedere organizatoric, prin sprijinul larg al partidului și guvernului au fost create și s-au dezvoltat puternice servicii de geofizică, dotate cu utilaj modern de prospecțiune seismică și gravimetrică, magnetică, electrometrică și radiometrică, care au contribuit în mare măsură la avîntul actual al industriei noastre petrolifere și miniere.

În sfîrșit, între cuceririle de ordin științific, descoperirea unor trăsături importante ale geologiei de adîncime și în particular a unor accidente tectonice de mare amploare — cum este de exemplu linia Capidava—Canara din Dobrogea, delimitarea ramei vestice și sudice a platformei moldo-podolice, definirea structurii fracturate în stil de mozaic a platformei moezice, precum și punerea în evidență a ridicării fundamentului în bazinul Transilvaniei, intră de asemenea în tabloul rezultatelor geofizice.

* * *

Vastă și multilaterală este munca înfăptuită de geologii, geofizicienii, geochimiștii și toți specialiștii care se preocupă de problemele geologico-miniere, în țara noastră. Ei au cercetat cu mijloacele cele mai bune zonele de răspîndire probabilă a diverselor substanțe minerale utile în tot cuprinsul țării, zone care au fost stabilite după o aprofundată analiză științifică a tuturor faptelor de observație și a tuturor rezultatelor geologice acumulate de geologia românească.

Cu această ocazie s-au revizuit și verificat toate provinciile genetice geologice cu perspective miniere ale României.

Ca urmare, explorarea geologică prin lucrări de foraj cu sonde și sondeze și prin lucrări miniere a cunoscut o dezvoltare intensă necunoscută încă la noi, iar rezultatele economice au fost din cele mai îmbucurătoare.

Așa de exemplu, în domeniul combustibililor minerali lichizi și gazoși, geologii din industria de petrol, în strînsă colaborare cu geologii Comitetului Geologic, au inventariat structurile posibil petrolifere și gazeifere și au stabilit împreună programele de prospectare și explorare a marilor unități structurale.

În felul acesta, ei au condus munca de descoperire a rezervelor de petrol ale zonei flișului paleogen, ale zonei mio-pliocene din depresiunea subcarpatică, ale depresiunilor intramontane și ale zonelor de platformă din Moldova și Cîmpia Română.

La aceste descoperiri au ajutat în mod foarte eficace geofizicienii, prin prospecțiuni gravimetrice și seismice; lor se datorește, de altfel, în

Institutul Geologic al României

mare parte detectarea structurilor petrolifere bogate din Oltenia şi Muntenia de Vest.

Lucrările de explorare, mult intensificate faţă de trecut, au dus la valorificarea petrolului în multe regiuni din ţară, printre care citäm pe cele mai importante cum sînt Ţicleni şi Bălteni, în Oltenia, Piteşti, Şuţa Seacă în Muntenia de Vest şi Moineşti—Tazlău în Moldova.

Exploatarea raţională a zăcămintelor de hidrocarburi şi recuperarea cît mai completă a rezervelor, au constituit, pe lîngă munca de descoperire, o importantă sarcină dată de partid în anii puterii populare, cînd au fost create condiţiile optime pentru rezolvarea cu succes a problemelor puse. Cercetarea condiţiilor de zăcămînt ale petrolului şi gazelor a fost urmărită de specialiştii Ministerului Industriei Petrolului şi Chimiei şi de la catedrele de specialitate din Institutul de Petrol, Gaze şi Geologie.

Prin procedee moderne se repun în exploatare vechile zăcăminte părăsite şi se măreşte debitul stratelor petrolifere mai slab permeabile. În acest domeniu se aplică larg metodele de intensificare a fluxului prin diverse tratamente, fisurare hidraulică a stratelor, în vederea măririi căilor de acces a hidrocarburilor spre găurile de sonde şi metodele de recuperare secundară a ţiţeiului din zăcăminte, folosind injecţia de apă extraconturală sau de gaze, în zona capului de gaze.

În felul acesta, în anii din urmă, producţia de ţiţei s-a mărit faţă de trecut şi s-a pus în valoare una din cele mai importante bogăţii ale ţării mult căutată ca materie primă minerală de bază pentru industriile noastre. De asemenea, s-au pus în evidenţă cîmpuri de gaze naturale în Bazinul Transilvaniei prin prospecţiuni geofizice care au ajutat în mod foarte eficient prospecţiunile geologice de suprafaţă şi lucrările de explorare prin sonde.

În ceea ce priveşte combustibilii minerali solizi, prospecţiunile geologice ajutate în unele cazuri de prospecţiuni geofizice, au reuşit să delimiteze întinse regiuni purtătoare de cărbuni energetici în formaţiunile pliocene şi miocene din Oltenia, Muntenia, Transilvania şi Banat, precum şi zone importante de cărbuni cocsificabili în bazinele oligocene ale Transilvaniei şi în zonele liasice din Banat.

În acest domeniu geologii noştri au dat un puternic sprijin industriei miniere carbonifere, prin numeroase lucrări de explorare făcute cu bune rezultate în unele bazine de cărbuni în exploatare, ajutînd în felul acesta la lucrările de sistematizare a multor mine de cărbuni din Transilvania, Banat, Muntenia şi Moldova. Menţionăm numai minele de cărbuni din Transilvania de nord-vest de pe marginea Bazinului panonic, minele din regiunea Braşov, minele de la Petroşani, Anina şi din Muntenia, ca de exemplu mina de la Filipeşti, şi cele din Moldova, de la Comăneşti. Afară de aceasta au fost descoperite foarte importante rezerve de cărbuni în Oltenia, între Olt şi Jiu, la Rovinari pe Jiu, în bazinul Motrului, în Transilvania, în regiunea Baraolt—Vîrghiş şi în Banat în bazinul Mehadiei, ca să nu citäm decît pe cele mai importante. În urma acestor explorări au rezultat rezerve importante de cărbuni şi s-au deschis mine noi, cum este de exemplu mina Rovinari, care exploatează cărbunii în cariere, mina de la Vîrghiş şi altele.

Institutul Geologic al României

Prin prospecțiuni geologice și mai ales geofizice gravimetrice, s-au identificat importante anomalii corespunzătoare la foarte mari zăcăminte de sare în Miocenul depresiunilor intracarpatice și extracarpatice, din Ardeal, Moldova, Muntenia și Oltenia. Astfel au fost explorate mai toate zăcămintele mai importante și s-au descoperit noi masive de sare, ale căror rezerve sînt practic inepuizabile. Citățm numai masivul de la Slătioarele de lîngă Pitești, a cărui rezervă întrece un miliard de tone și cele de la Mercheașa, în Ardeal. O atenție deosebită s-a acordat căutării de zăcăminte de săruri de potasiu și de magneziu cerute pentru îngrășăminte chimice. Reluînd cercetările în zona miocenă din Moldova, s-a evidențiat prezența sărurilor de potasiu în formațiunile acestei mari unități structurale.

Printr-o muncă susținută, cu metode complexe de prospecțiuni, geologii, geofizicienii și geochimiștii noștri au dat țării noi și importante bogății metalifere.

Mărirea rezervelor de minereu de fier, fiind una din problemele principale ale industriei noastre grele, s-au făcut eforturi continui și susținute pentru descoperirea de noi zăcăminte de fier în masivul Poiana Ruscă, actualmente cel mai important rezervor de minereuri de fier în exploatare al țării.

Tot în șisturi cristaline, într-un complex de cuarțite, s-a pus în evidență prin prospecțiuni geofizice și prin sondaje, un mare zăcămînt de minereu sărac de fier în Dobrogea, lîngă Constanța, situat însă la o adîncime mare.

Lucrările detaliate de prospecțiune și explorare din formațiunile de contact metasomatic de la Ocna de Fier, din zona intruziunilor banatitice, au pus în evidență importante rezerve de minereuri de fier necesare combinatului siderurgic de la Reșița.

De asemenea s-au lărgit considerabil rezervele de minereu sideritic de la Lueta, din zona munților vulcanici din Transilvania de răsărit și s-au descoperit noi zăcăminte la Mădăraș pe versantul estic al acestor munți.

În vederea lărgirii bazei de minereu de fier, geologii au căutat noi tipuri de minereuri cu posibilități mai mari de preparare în vederea folosirii lor.

O intensă muncă de prospectare geologică — geofizică și de explorare s-a desfășurat și în direcția măririi rezervelor de minereu de mangan.

De asemenea, s-au executat lucrări de prospectare și explorare prin lucrări miniere în masivul de calcare jurasice neocomiene din Pădurea Craiului și Bihor, din Munții Apuseni, pentru punerea în evidență a rezervelor de bauxită.

O importanță deosebită s-a acordat lucrărilor de prospecțiune geologică, geofizică și geochimică, completate cu lucrări de explorare prin foraj cu sondeze și în zonele de răspîndire a minereurilor auro-argentifere, de metale neferoase (plumb, zinc și cupru) și pirită. Atît în zonele erupțiilor vulcanice terțiare din nordul țării, la Baia Mare, în munții Oașului, Țibleșului și Toroiegii, în munții Rodnei și în Munții Apuseni, cît și în provincia banatitelor și în zonele de

Institutul Geologic al României

şisturi cristaline din partea răsăriteană a munţilor Bistriţei şi în Masivul Poienii Rusca, lucrările geologice şi miniere au evidenţiat noi şi importante rezerve de astfel de minereuri.

O perspectivă nouă se deschide în direcţia cercetării zonelor de calcare triasice din Dobrogea, unde lucrările geologice au semnalat prezenţa minereurilor de plumb şi zinc metasomatic.

Sînt de remarcat prospecţiunile geochimice pentru cupru executate cu excelente rezultate în regiunea andezitelor din Poiana Ruscă, în extinderea minelor existente, prospecţiunile pentru minereuri de plumb, zinc şi cupru din munţii Ţibleşului şi Toroiegii, care au condus la descoperirea de noi filoane metalifere în aceste regiuni.

Prospecţiunile geologice s-au îndreaptat şi asupra substanţelor minerale nemetalifere, punînd la dispoziţia industriei însemnate rezerve de asemenea substanţe.

Cercetările făcute pentru baritină, o substanţă minerală foarte importantă pentru bunul mers al forajelor petrolifere, au fost încununate de un frumos succes. Zăcăminte însemnate de acest preţios material au fost descoperite şi puse în exploatare în nordul Dobrogei, la Somova şi în apropiere de Tulcea, precum şi în regiunea Suceava la Ostra, astfel că ţara noastră nu mai are nevoie de nici un fel de import de baritină.

Mai sînt şi alte substanţe minerale utile care au fost puse la dispoziţia economiei naţionale de către geologi. Menţionăm cîteva zăcăminte mai interesante : caolinele din Dobrogea de sud şi masivul vulcanic al Harghitei, cerute pentru industria ceramicii, bentonitele din Dobrogea de sud, din regiunea Ocna Mureşului şi alte regiuni din ţară, căutate pentru rafinarea petrolului, diatomitele din valea Buzăului şi din Dobrogea de sud, folosite ca material izolator, dolomitele de la Hunedoara şi din Munţii Apuseni, bune pentru materiale refractare, numeroase masive de calcare şi marne pentru ciment, cercetate pe tot întinsul ţării, cineritele vulcanice din regiunea Tuşnad—Malnaş folosite în industria construcţiilor pentru agregate uşoare, gipsurile pentru ipsos şi ciment, nisipurile de cuarţ curate de la Miorcani de lîngă Prut pentru sticlărie fină, sulful din Călimani, perlitele din masivul Oaşului şi multe altele.

* * *

S-au obţinut rezultate bune şi în alte domenii ale muncii geologice :

În problema de geologie tehnică s-au adus contribuţii esenţiale la proiectarea fundaţiilor şi construcţiilor marilor amenajări hidrotehnice şi hidroenergetice precum şi a nenumăratelor uzine şi combinate industriale, căi ferate şi tunele, căi ferate industriale, şosele sau funiculare.

Pe lîngă cercetările pe baza cărora s-au executat lucrările de construcţie ale barajului V. I. Lenin de la Bicaz, cu toate anexele sale, au fost întocmite şi studii pentru amenajările hidroenergetice în curs de realizare (hirocentralele Argeş, Porţile de Fier etc.). S-au făcut studii geologice şi pentru sistematizarea urbanistică a oraşelor Arad, Braşov, Galaţi, Iaşi etc.

Institutul Geologic al României

Nu mai puţin importante sînt realizările geologilor din sectorul hidrogeologie, care în primul rînd au stabilit posibilităţile de deschidere a unor noi mine de cărbuni în Oltenia şi Braşov—Baraolt, de fier la Căpuş şi de minereuri neferoase la Moldova Nouă.

În al doilea rînd, s-au introdus metode noi de prospecţiuni hidrogeochimice care au permis punerea în evidenţă a unor zone cu perspective pentru descoperirea unor zăcăminte de hidrocarburi, săruri de potasiu şi săruri de bor.

În sprijinul transformării socialiste a agriculturii s-au făcut numeroase cercetări şi studii pentru fundamentarea unor proiecte de irigaţii în diferite regiuni ale ţării, precum şi pentru asigurarea alimentării cu apă a unităţilor agricole din sectorul socialist.

În problema alimentării cu apă a oraşelor mari şi a unor zone în care apa de băut lipseşte, cum sînt cele de pe Platforma Cotmeana şi cele din nordul Bărăganului, s-a dus o susţinută campanie de cercetare prin foraje care au condus la identificarea în adîncime a unor strate acvifere de calitate bună.

În domeniul cercetării apelor minerale, lucrările hidrogeologice au fost îndrumate pe două linii :

Pe linia dezvoltării staţiunilor balneare de interes republican ca Borsec, Olăneşti, Govora, Vatra Dornei, Sîngiorz-Băi, Victoria, 9 Mai — Oradea etc, prin descoperirea de noi şi importante surse de ape minerale;

Pe linia descoperirii de noi zăcăminte de ape minerale în vecinătatea marilor centre muncitoreşti, dintre care menţionăm Iaşi (ape minerale sulfuroase), Tg. Mureş (ape clorurate-bromurate-iodurate-sodice), Oradea (ape termale radioactive) etc.

Succese importante au fost realizate în cercetarea apelor hipertermale, stabilindu-se posibilitatea valorificării lor pentru termoficare şi amenajarea de sere în cîmpia de vest a ţării. Astfel, menţionăm că dintr-un foraj situat la cca 2 km sud de oraşul Oradea, s-a obţinut un debit arterian de peste 5600 m^3/24 h cu o temperatură de 87°C.

* * *

Intensificarea cercetărilor geologice şi geofizice prevăzută în Directivele Congresului al III-lea al P.M.R., este însoţită de importante progrese în tehnica şi tehnologia executării lucrărilor de foraj.

În anii regimului puterii populare, în mod treptat, s-au pus bazele construirii în ţară a unui sortiment larg de instalaţii de foraj la nivelul tehnicii mondiale.

Pentru forajul sondelor de petrol şi gaze se produc azi în ţară, în serie, instalaţii cu sculele şi materialul tubular necesar de la 100 m la 5.000 m adîncime şi este, din 1963, în probe de omologare în foraj un nou tip modern de instalaţie destinată forajului la peste 6.000 m.

Începînd din 1961 s-au pus bazele proiectării şi uzinării unei serii normale de sondeze geologice moderne pentru substanţe minerale utile solide. Din această serie, sondeza SG—650 care poate fora cu diamante pînă la 1.000 m adîncime, se şi află în şantierele de lucrări geologice.

Institutul Geologic al României

Realizările obținute în înzestrarea tehnică a șantierelor de lucrări geologice sînt cu adevărat măreţe dacă ne gîndim că pînă în 1948 întregul utilaj de foraj se importa, iar astăzi ţara noastră este cunoscută ca una din cele mai importante ţări din lume constructoare de utilaj petrolier.

Introducerea largă a progresului tehnic în activitatea geologică duce la reducerea termenelor de cercetare, la ridicarea calităţii lucrărilor prin informaţiile şi datele obţinute, la mărirea eficienţei lucrărilor geologice, la continua reducere a costului rezervelor evidenţiate.

*
* *

Deşi în ţara noastră mineritul este foarte vechi, existînd probabil încă mult înainte de stăpînirea romanilor, totuşi prin cercetări noi conduse metodic, geologii noştri au reuşit să aducă în patrimoniul economiei naţionale importante bogăţii minerale. Aceasta nu înseamnă că posibilităţile de noi descoperiri de substanţe minerale utile au scăzut. Din contra, perspective noi şi promiţătoare se conturează pentru viitor.

Tovarăşul GHEORGHE GHEORGHIU-DEJ a arătat în raportul la cel de-al III-lea Congres al P.M.R. că statul nostru a făcut eforturi serioase pentru lărgirea bazei proprii de materii prime, cheltuind numai în ultimii 6 ani pentru cercetări geologice 8 miliarde lei, ceea ce a dus la descoperirea de noi zone petrolifere şi la creşterea rezervelor de diferite minereuri şi minerale utile necesare diferitelor ramuri industriale.

Dar totodată a arătat că:

„Cu toate aceste rezultate, eficienţa cercetărilor geologice nu a fost la nivelul posibilităţilor create. Lucrările geologice nu au fost concentrate pe obiectivele de primă importanţă, cum este minereul de fier, nu au fost suficient studiate structurile geologice prin lucrări prealabile de prospecţiuni, pentru a se reduce volumul lucrărilor sterile de explorare — în special la petrol — şi nu s-au precizat rezerve industriale suficiente pentru deschiderea de mine noi, îndeosebi la cărbuni".

În directivele Congresului al III-lea al P.M.R. se trasează orientarea lucrărilor geologice în viitor în sensul „sporirii şi folosirii la maximum a resurselor de substanţe minerale utile, pentru a acoperi într-o măsură cît mai mare nevoile producţiei din resurse proprii."

„În perioada 1960—1965 se prevede un volum de lucrări de cercetări geologice cu 65—70% mai mare decît în cei 6 ani anteriori. Fondurile destinate pentru lucrările geologice vor fi folosite în primul rînd pentru punerea în evidenţă a rezervelor de minereuri de fier şi minereuri neferoase, de petrol, gaze naturale, cărbuni cocsificabili şi energetici".....

„Pentru mărirea eficienţei economice şi reducerea cheltuielilor, se vor intensifica lucrările de prospecţiuni geofizice, în special cele seismice, gravimetrice şi magnetometrice, astfel ca structurile geologice să fie cît mai bine precizate înainte de a se începe lucrările de explorare. Se vor perfecţiona metodele de lucru în prospecţiuni, extinzîndu-se prospecţiunile radiometrice şi geochimice. În acest scop se vor dota unităţile geofizice cu aparatura modernă necesară".

Institutul Geologic al României

„Fondurile alocate activității geologice în perioada 1960—1965, arată tov. GH. GHEORGHIU-DEJ în raportul său, se ridică la cca 12 miliarde de lei; din suma alocată activității geologice, cca 2 miliarde sînt destinate înzestrării cu utilaje și aparate moderne".

În lumina acestor indicații, în activitatea geologică din țara noastră, metodele geofizice s-au introdus cu succes și vor fi chemate în viitor să joace mai departe un rol preponderent în prospecțiunea zăcămintelor de substanțe minerale utile.

Prospecțiunea seismică, înzestrată cu utilaj portativ, va ataca problemele complicate ale tectonicii flișului. Gravimetria va intra tot mai adînc în regiunile muntoase ale țării spre a răspunde la importante întrebări cu privire la structura lor de adîncime. Prospecțiunea magnetică — sub formă de ridicări terestre sau aeriene — va fi chemată să dea o înfățișare cît mai exactă a distribuției maselor eruptive din adîncime, iar prin ridicări de mare detaliu va fi, în continuare, un prețios auxiliar în descoperirea zăcămintelor de fier. Electrometria va trebui să se adapteze mai bine problemelor dificile ale prospecțiunii sulfurilor polimetalice. Metodele radioactive — prin introducerea contoarelor cu scintilație — vor realiza nu numai prospecțiunea minereurilor ci și aceea a zăcămintelor de hidrocarburi.

Prospecțiunile geochimice și cele radiometrice se vor intensifica, trecîndu-se la aplicarea acestor metode pentru punerea în evidență a noi tipuri de minereuri neferoase și în special la identificarea directă a zăcămintelor de petrol și gaze, în structuri sedimentare, pentru care alte metode geofizice nu au fost satisfăcătoare.

Prin prelucrarea și sistematizarea de către cercetătorii și oamenii noștri de știință a bogatului material documentar, rezultat din prospectarea și explorarea subsolului țării noastre, se vor trage concluzii privitoare la condițiile de geneză și de răspîndire în țara noastră a diferitelor substanțe minerale utile și vor rezulta noi directive pentru nunca de cercetare geologică.

Mai sînt încă regiuni muntoase puțin cercetate și care vor trebui prospectate și explorate cu mijloace complexe pentru a-și dezvălui bogățiile tăinuite în adîncuri, cum sînt de exemplu masivele cristaline ale Carpaților orientali și munții vulcanici din partea de răsărit a Transilvaniei, în care au și început primele lucrări de prospectare geochimică și prin foraj.

De asemenea vor trebui prospectate și explorate și marile întinderi de șesuri și platouri din fața munților și din interiorul lor, care de altfel se află deja în curs de cercetare prin mijloace geofizice și mijloace mecanice de foraj în căutarea petrolului și a gazelor naturale.

* * *

Sprijinul puternic dat de conducerea partidului și de guvernul țării noastre a creat condițiile favorabile pentru dezvoltarea activității de prospectare și explorare geologică în proporții care depășesc cu mult ceea ce s-a făcut în tot trecutul geologiei și industriei miniere în vechea

Institutul Geologic al României

Romînie, fapt care a dus la mărimea considerabilă a bazei de materii prime minerale a țării noastre și la înflorirea industriei noastre socialiste.

Specialiștii noștrii care lucrează în domeniul științelor geologice, sînt însă conștienți că, cu toate succesele dobîndite, au mereu de învățat pentru ca munca lor să devină din ce în ce mai eficientă.

Ei sînt conștienți de marea datorie patriotică pe care o au ca prin muncă asiduă și prin aplicarea metodelor cele mai avansate, cu folosirea aparatelor și utilajelor perfecționate și moderne, să pună în evidență noi zăcăminte de materii prime minerale necesare dezvoltării în ritm susținut a economiei noastre socialiste.

Noi, geologii romîni, prețuim colaborarea frățească cu oamenii de știință și specialiștii din toate țările pentru dezvoltarea și perfecționarea metodelor noi de lucru și a tehnicii noi de prospectare și explorare pentru întărirea științei noastre puse în slujba construirii socialismului.

La sprijinul permanent dat de partid și guvern, geologii romîni au răspuns și vor răspunde și de acum înainte cu elan și entuziasm la opera de desăvîrșre a construirii socialismului în scumpa noastră patrie.

Institutul Geologic al României

74916

LES RÉALISATIONS DES SCIENCES GÉOLOGIQUES EN ROUMANIE SOUS LE RÉGIME DE DÉMOCRATIE POPULAIRE

PAR

ACAD. PROF. AL. CODARCEA

Président du Comité Géologique

Le peuple roumain fête cette année le XX-e anniversaire de sa libération du joug fasciste. C'est sous la sage direction du Parti Ouvrier Roumain qu'il accomplit la grande oeuvre de la construction du socialisme.

Notre pays se trouve en plein essor, avec une industrie développée à un rythme soutenu et une agriculture avancée, qui contribuent à l'élévation permanente du bien être de la population et à la satisfaction dans une mesure croissante de ses besoins sociaux et culturels.

Le développement continu et à un rythme supérieur de l'industrialisation du pays est facilité dans une large mesure par l'existence dans le sous-sol de notre patrie de riches gisements de substances minérales utiles.

La recherche et la mise en évidence de ces derniers incombent aux géologues et aux autres spécialistes qui y travaillent en étroite collaboration dans les diverses branches de l'activité géologique.

Le Parti et le Gouvernement de notre République ont accordé, dès le début et incessamment une aide importante à l'activité géologique sous toutes ses formes. Par suite, la recherche géologique de la structure du sous-sol et de ses richesses minières a eu un développement inconnu jusqu'à présent. Un progrès remarquable a été réalisé dans la connaissance de la structure géologique du pays et de nombreux et riches gisements de substances minérales utiles ont été découverts et mis au service de l'industrie socialiste en plein essor.

L'activité géologique dans notre pays remonte à plus d'un siècle. Mais, ce n'est que vers 1882 que dans le cadre du „Bureau Géologique" de Bucarest furent organisées les premières recherches d'ensemble sur le territoire du pays, couronnées par la rédaction de la première carte géologique au 1/171.800.

Institutul Geologic al României

Un nouveau pas dans l'avancement de la géologie en Roumanie et dans la formation de l'école géologique roumaine a été marqué par la fondation, en 1906, de l'Institut Géologique de Roumanie, qui a eu un rôle de premier ordre dans l'étude géologique de notre pays. C'est dans le cadre de cet Institut qu'ont été analysés les problèmes complexes de la stratigraphie, de la pétrographie et de la tectonique ainsi que les problèmes pratiques liés aux richesses du sous-sol. Les résultats obtenus figurent dans les publications de l'Institut Géologique et sur les premières cartes d'ensemble à petites échelles (comprenant : géologie, orographie, hydrographie, répartition de la végétation, débits et forces hydrauliques, gisements et réserves de certaines substances minérales utiles, sols et zones de végétation naturelle, climats et eau phréatique), ainsi que dans les publications de l'Académie, de la Société Roumaine de Géologie et des Universités de Bucarest, Iassy et Cluj.

Ces résultats couronnent le travail sans répit d'une poignée de savants progressistes, animés d'un patriotisme clairvoyant, qui par leurs ouvrages valeureux ont fait connaître à l'étranger l'école géologique roumaine.

Les figures illustres des géologues de la période de formation de l'école géologique roumaine sont représentées par les professeurs GRIGORE COBÎLCESCU, PETRE PONI et VASILE BUŢUREANU de l'Université de Iassy et GREGORIU ŞTEFĂNESCU, SABBA ŞTEFĂNESCU, SAVA ATHANASIU, GHEORGHE MUNTEANU-MURGOCI et LUDOVIC MRAZEC de l'Université de Bucarest. Ces chercheurs ont collaboré, pour la plupart, tant dans le cadre du Bureau Géologique que dans celui de l'Institut Géologique.

Mais, les géologues roumains ont eu à surmonter maintes difficultés existentes dans la Roumanie d'avant-guerre, lorsque le gouvernement ne témoignait aucun intérêt pour le développement de la géologie pratique.

Les richesses du sous-sol étaient à la disposition des sociétés capitalistes, pour la plupart étrangères, qui mettaient en valeur les zones facilement accesibles, garantissant une rentabilité immédiate et élevée, sans poursuivre une investigation systématique des ressources du sous-sol, n'ayant aucun intérêt à assurer le développement d'une industrie nationale. En conséquence, les travaux géologiques de prospection et d'exploration n'avançaient guère. Le potentiel minier du pays n'était pas connu, ses perspectives économiques impossibles à prévoir; c'est pourquoi la Roumanie d'avant la libération était un pays rétrograde du point de vue industriel.

L'instauration du régime de démocratie populaire et la nationalisation des moyens de production (1948), ont permis de liquider la situation économique et culturelle rétrograde de la Roumanie et ont crée les premisses à la transformation de notre pays en un pays industriel-agraire avancé, qui sous la direction du Parti Ouvrier a commencé l'oeuvre d'une nouvelle politique géologique, destinée à constituer un puissant lévier pour la construction du socialisme.

Dans ce but, le Parti a crée le Comité Géologique qu'il a doté d'appareils et d'outillages des plus modernes afin de découvrir et de contourer les réserves de substances minérales utiles nécessaires à l'industrialisation

Institutul Geologic al României

du pays et d'étudier les sols et les eaux souterraines liés aux problèmes de la transformation socialiste de l'agriculture.

Grâce à l'aide permanente du Parti et du Gouvernement, le Comité Géologique est devenu une importante institution pour la recherche géologique complexe du sous-sol, englobant également dans son activité des domaines dont l'étude a été abordée pour la première fois dans notre pays, telles que : la géochimie, la hydrogéologie, la géologie technique.

Simultanément, dans les ministères à profil extractif ont été créées des organisations géologiques et dans les centres d'exploitation minière et les chantiers pétroliers, des services et des secteurs géologiques. De puissantes entreprises minières et de forage, dotées d'une riche base matérielle, ont été organisées tant dans le cadre du Comité Géologique que dans le cadre des principaux ministères et institutions centrales d'activité géologique.

Parallèlement, l'Académie de la R. P. Roumaine a inscrit parmi ces préoccupations centrales, le développement des sciences géologiques. C'est à cet effet qu'elle a créé, en 1955, une section de géologie-géographie et un institut de recherches.

Afin d'assurer un nombre suffisant de spécialistes pour les institutions géologiques nouvellement créés, on a également organisé des facultés de géologie dans le cadre des universités et des instituts techniques supérieurs. Ces hautes écoles fournissent chaque années un grand nombre de chercheurs qualifiés pour toutes les disciplines géologiques y compris la géophysique, la géologie technique, la hydrogéologie, la géochimie etc.

Si avant le 23 Août 1944, l'ancien Institut Géologique, l'enseignement supérieur et les quelques entreprises capitalistes extractives comptaient à peine quelques dizaines de géologues, actuellement le nombre des géologues est près de 2 000, la plupart travaillant dans le cadre des organisations géologiques du Comité Géologique, du Ministère de l'Industrie du Pétrole et de la Chimie, du Ministère des Mines et de l'Énergie Électrique.

Dans les nouvelles conditions d'organisation et d'équipement, disposant d'outillages et d'appareils des plus modernes, sur le terrain et dans le laboratoire, utilisant les méthodes les plus avancées, le travail des géologues roumains est devenu plus efficient et les résultats n'ont pas tardé à se montrer.

Entraînés dans un travail plein d'abnégation, en pleine nature, dans les mines et sur les chantiers ou aux laboratoires, s'appuyant sur la riche expérience de leurs prédécesseurs et puisant à la vaste source des sciences géologiques, les géologues roumains ont non seulement contribué à l'accroissement du potentiel de matières premières minérales dans leur pays, mais aussi ont été appelés à accorder assistance géologique à l'étranger.

Ces résultats n'auraient pas été possibles sans le travail enthousiaste de la jeune génération de géologues, élevés durant les années de démocratie populaire, étudiant sous la direction dévouée des géologues plus âgés.

Durant les dernières vingt années, l'activité géologique a embrassé des domaines très variés, allant des préoccupations les plus générales jus-

Institutul Geologic al României

qu'aux applications pratiques les plus détaillées, étroitement liées à l'exploration et à l'exploitation rationnelle des substances minérales utiles.

* * *

La connaissance détaillée de la structure géologique du pays et la rédaction correcte des cartes géologiques constituent la base de toute activité ayant pour but la mise en valeur des richesses du sol et du sous-sol.

Une juste planification et une bonne orientation des travaux géologiques effectués afin de découvrir, de tracer les contours et de connaître en détail les gisements de substances minérales utiles, pour en faire une exploitation rationnelle, ainsi que tout travail concernant la fondation des grandes constructions socialistes s'appuient sur des cartes géologiques, hydrogéologiques et géotechniques qui reflètent fidèlement la structure géologique du sous-sol et les conditions hydrogéologiques de première importance pour les ouvrages en souterrain.

Après la création du Comité Géologique, la rédaction des cartes géologiques d'ensemble et des cartes de détail pour les régions les moins étudiées du pays, s'est déroulée dans un rythme rapide.

Mentionnons, en premier lieu la carte géologique de la R. P. Roumaine au 500.000-ème, réalisée par le Comité Géologique en collaboration avec l'Académie de la R.P.R. C'est une oeuvre géologique complexe, qui représente une synthèse des recherches effectuées au cours de plus de 30 ans par nos géologues et qui, — grâce à l'aide reçue de la part du Parti et du Gouvernement — a été terminée à l'occasion du XV-e anniversaire de la libération de notre patrie.

Cette carte n'est pas seulement une oeuvre scientifique d'une haute conception géologique — présentée dans les meilleures conditions de rédaction — mais elle répond également à un but pratique, constituant une base de premier ordre pour l'orientation des travaux géologiques en vue de la mise en valeur des richesses du sous-sol.

Citons encore, les cartes d'ensemble, géologiques, tectoniques, lithofaciales, géophysiques, et hydrogéologiques qui fournissent des données pour l'orientation des recherches géologiques et minières et des travaux destinés à mieux faire connaître le terrain des grandes constructions socialistes.

Un progrès substantiel a été réalisé dans l'étude stratigraphique, pétrographique et tectonique des grandes unités géologiques du pays.

La connaissance détaillée de la stratigraphie et de la composition lithofaciale des formations renfermant des substances minérales utiles, de même que la connaissance de la tectonique d'ensemble et de détail des régions et des zones de perspective, créent une base scientifique solide aux travaux d'exploration qui ont pour but la découverte des gisements de substances minérales utiles.

Pour l'investigation des unités cristallines des Carpates, c'est l'analyse complexe des formations métamorphiques qui a été utilisée comme méthode d'étude, afin de reconstituer la stratigraphie et la lithologie des formations prémétamorphiques. Cette méthode a été appliquée en premier

Institutul Geologic al României

lieu à l'étude des faciès faiblement métamorphisés. C'est de cette manière qu'on a pu découvrir dans certains calcaires cristallins des traces d'algues et de microspores d'âge précambrien ; ce fait nous permet actuellement d'entrevoir la possibilité de subdiviser les massifs métamorphiques en unités chronostratigraphiques.

C'est toujours grâce à cette méthode que l'on a pu déterminer la position stratigraphique des couches à minerai de fer de Poiana Ruscă, et d'en suivre le développement, facilitant ainsi l'orientation des travaux d'exploration par forage, effectués dans le but de découvrir de nouveaux gisements de minerai de fer à Teliuc, Ghelar et Ruschiţa.

Pareilles études géologiques complexes et de grand détail sont également effectuées dans les massifs cristallins des Carpates Orientales, pour une orientation plus exacte des travaux de prospection et d'explorations des minerais de métaux non ferreux, cuivre, zinc, plomb et autres éléments associés.

Le massif alcalin de Ditrău, intéressant par ses syénites néphéliniques, future base de matières premières, a également fait l'objet d'une étude de détail, ce qui a permis d'en déchiffrer la structure complexe.

Des laccolithes de roches gabbroïdes à concentrations de magnétite titano-vanadifère ont été identifiés dans les Monts de Drocea ainsi que des massifs de banatites dans l'Ouest du pays, avec filons de quartz à molybdénite et des skarnes à minerais de fer et métaux non ferreux, principalement du cuivre.

Dans la partie méridionale du Banat, ancienne région minière, les travaux géologiques de prospection et d'exploration par galeries et sondes ont mis en évidence un important gisement de cuivre, situé dans la zone d'affleurement des masses éruptives banatitiques.

Les manifestations volcaniques tertiaires dans la partie septentrionale du pays ont également constitué l'objet d'étude très détaillées. C'est grâce à ces études que l'on a déterminé la succession chronologique des diverses phases d'éruptions dans les Monts Călimani et les Monts de Baia Mare, et l'on a fait la corrélation avec les phases de formation des filons de minéraux hydrothermaux.

Des investigations complexes sont effectuées dans les Monts Apuseni pour une connaissance plus approfondie de la structure géologique des zones à minéralisations auro-argentifères. De précieux renseignements ont été ainsi obtenus sur l'extension en profondeur de ces minéralisations.

Quant aux formations sédimentaires renfermant divers gisements de substances minérales utiles (bauxite, charbons, pétrole, gaz) une investigation intense a permis d'en déterminer les horizons stratigraphiques et les caractères lithologiques. En même temps a été approfondie la connaissance de la stratigraphie des terrains paléozoïques (permiens et carbonifères) dans les Monts Apuseni et au Banat et surtout des formations mésozoïques dans les Monts Pădurea Craiului, la partie centrale et méridionale des Monts Apuseni et les zones synclinales mésozoïques du Banat et des Carpates Méridionales.

Institutul Geologic al României

De grands progrès ont également été enregistrés dans la subdivision des formations du Flysch crétacé et paléogène des Carpates Orientales et surtout des schistes noirs crétacés. L'inventaire des fossiles contenus dans ces formations, en général réputées comme très pauvres ou exemptes de restes organiques, a été largement accru. Ce fait a contribué a une meilleure connaissance de la tectonique assez compliquée de ces formations.

Mentionnons le travail soutenu des géologues-stratigraphes portant sur : (1) les sources qui ont fourni le matériel détritique du Flysch durant les diverses périodes géologiques et sur (2) la direction de transport des paléocourants qui ont déterminé la différentiation des faciès lithologiques dans la zone géosynclinale crétacée — paléogène des Carpates Orientales ; à cette dernière se rattache la distribution des formations favorables à l'accumulation des hydrocarbures.

Les problèmes de la stratigraphie et de la tectonique du Néogène continuent à représenter une préoccupation centrale des géologues. L'étude des terrains néogènes montre souvent un caractère nettement transgressif sur un relief affaissé des formations plus anciennes. Il met de la sorte en évidence une importante disharmonie structurale qui pose de nouveaux problèmes à l'exploration des terrains à perspectives pétrolifères.

Des recherches de détail ont été entreprises en vue de préciser d'après les caractères microfauniques la limite Crétacé supérieur — Paléogène, ainsi que l'âge des différentes subdivisions du Crétacé.

Des résultats particulièrement intéressants sur la structure de grande profondeur des zones dépressionnaires et des plate-formes de l'avant-pays carpatique ont été obtenus par des prospections géophysiques et de nombreux forages profonds, effectués pour l'exploration des bassins à perspectives pétrolifères et gazéifères.

C'est ainsi, que les forages exécutés dans la Plaine Roumaine ont mis en évidence la continuité de la plate-forme prébalkanique à partir du Danube jusqu'au parallèle Nord Craiova—Nord Bucarest et ont démontré que la couverture en est constituée par des dépôts quaternaires, pliocènes, sarmatiens et tortoniens, transgressifs sur un socle de formation marneuses et calcaires mésozoïques. Signalons que dans la série mésozoïque de la plate-forme, outre les dépôts crétacés déjà connus on a également identifié des dépôts jurassiques, triasiques, et même paléozoïques, carbonifères, dévoniens et siluriens et en Dobrogea Méridionale du Dévonien calcaire et argileux et des schistes à Graptolites. Vers le Nord, l'affaissement du soubassement est progressif et marque le passage à la zone dépressionnaire de la fosse précarpatique proprement-dite. Dans le Nord du Plateau Moldave (à Todireni) le Cristallin de type podolique a été atteint, ce dernier y étant recouvert par les dépôts transgressifs du Silurien, riches en eaux minéralisées (Iassy).

En Moldavie du Sud, on a réussi à mettre en évidence le prolongement NW des monts hercyniens de la Dobrogea septentrionale ennoyés sous les dépôts triasiques et jurassiques.

Entre le prolongement du massif dobrogéen, s'enfonçant vers le NW, et le bord S de la plate-forme podolique a été découverte une dépres-

Institutul Geologic al României

sion mésozoïque (dite de Bîrlad) qui se présente comme une ramification de la dépression pré-carpatique.

Dans la zone centrale du Bassin Transylvain, les sondes de profondeur ont atteint un vaste bombement cristallin qui divise la partie profonde du bassin Transylvain en plusieurs bassins secondaires.

Les nombreux forages pour eaux, ont fourni de nouvelles données sur la stratigraphie du Quaternaire, lequel, par endroits, atteint plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

Dans le domaine de la minéralogie et de la géochimie relevons : les études sur la géothermométrie du quartz dans les formations hydrothermales ; les analyses structurales des roches granitoïdes ; l'étude sur la distribution de certains éléments chimiques dans les formations cristallines et sédimentaires du pays et enfin les études statistiques concernant la répartition des éléments chimiques majeurs dans les divers types de minerais de manganèse des Carpates Orientales et Méridionales, ce qui a permis de démontrer leur unité génétique. Parallèlement, on poursuit l'étude géochimique des calcaires et des dolomies des Carpates Orientales. Une attention particulière est accordée aux recherches géochimiques et chalcographiques de gisements de minerais hydrothermaux, liés aux éruptions volcaniques du Nord du pays, afin de déchiffrer les lois de leur formation.

*
* *

Un développement remarquable ont connu les travaux de prospection géologique, géophysique, géochimique et hydrogéologique, effectués dans le but de déterminer les zones renfermant des accumulations de substances minérales utiles. Ces investigations ont servi à orienter et à localiser les travaux d'exploration et d'exploitation qui sont destinées à la découverte et à la mise en valeur de nouvelles richesses minières du sous-sol de notre patrie.

Un rôle spécial dans la prospection des richesses minérales revient aux prospections géophysiques. Les progrès réalisés dans ce secteur en ce qui concerne l'outillage ainsi que la technique de travail et l'interprétation des données de terrain, ont contribué à obtenir quelques uns de nos importants succès économiques et scientifiques. Le Parti et le Gouvernement connaissant l'importance de ce secteur ont accordé toute l'aide nécessaire à sa dotation, ainsi qu'à l'élargissement des recherches de terrain.

Les principales méthodes de la géophysique appliquée, telles que : la séismométrie, la gravimétrie, l'électrométrie, la magnétométrie et la radiométrie — ont connu ces dernières années un rythme de développement remarquable.

C'est ainsi que dans le secteur des prospections séismiques ont été mises en fonction de nombreuses stations complexes d'enregistrement, d'un type moderne, grâce auxquelles on a pu aborder avec succès certains problèmes structuraux particulièrement compliqués, soulevés par la géologie de nos régions pétrolifères.

Significatif, en ce sens, est l'accroissement vertigineux du nombre d'appareils en fonction, surtout de l'appareillage portable et avec des pos-

Institutul Geologic al României

sibilités d'investigation sensiblement accrues, permettant ainsi la recherche en terrain accusant une morphologie et une géologie compliquées.

Parmi les méthodes de travail les plus modernes, récemment appliquées avec succès par la séismométrie roumaine, citons : la méthode de corrélation des ondes réfractées, la méthode des séismosondages spatiaux de masse, la méthode de la réception directionelle réglable et la mise en valeur des ondes diffractées par les accidents tectoniques. Comme technique de travail on a également introduit le groupement des points d'explosions et de géophones.

La prospection séismique joue un rôle croissant dans la découverte des structures sédimentaires et a fourni toute une série d'excellents résultats homologués par l'industrie du pétrole et des gaz.

Dans le secteur de la gravimétrie, l'appareillage encombrant,demodé et insuffisant, a été complètement remplacé par des gravimètres modernes d'une grande sensibilité, lesquels outre la précision des mesurements assurent également une haute productivité dans la recherche en terrain.

Par la prospection gravimétrique on a obtenu des résultats intéressants en ce qui concerne la localisation des massifs de sel, la solution de plusieurs problèmes tectoniques et la connaissance détaillée des structures susceptibles d'avoir d'importantes accumulations de substances minérales utiles. La découverte ou la détermination des contours d'importants massifs de sel dans le sous-sol du pays et des accumulations salifères associées aux sels de potassium dans la zone miocène de la Dépression Précarpatique de la Moldavie est principalement due à la prospection gravimétrique. En général, la présence du sel, établie à l'aide des minimums gravimétriques a été, presque toujours, confirmée par les données des forages.

Quant aux prospections magnétiques, les nombreux variomètres modernes mis à la disposition des recherches pour les minerais de fer et pour la rédaction de la carte magnétique de la R. P. Roumaine, ont grandement stimulé le développement de ce secteur autrefois complètement négligé. C'est ainsi, que les prospections magnétiques ont été employées avec succès dans l'identification des zones mineralisées à magnétite et des gîtes de manganèse avec un contenu réduit de magnétite dispersée.

Un essor important a connu, récemment, l'aéromagnétométrie. Le levé aéromagnétique du pays est en cours d'exécution.

La prospection électrique a été dotée de potentiomètres et de puissantes stations modernes avec enregistrement photographique, remplaçant complètement les vieux appareils électrométriques. Grâce à cet équipement on réalise aujourd'hui des sondages et des levés électriques avec des lignes d'émission jusqu'à 20 km, augmentant ainsi considérablement les possibilités d'investigation par rapport aux résultats obtenus auparavant en Roumanie.

Les prospections électriques pour le pétrole, effectuées par la méthode des sondages électriques verticaux, ont confirmé, en général, les conclusions de la prospection séismique sur l'existence des structures sédimentaires pétrolifères d'un nouveau type dans certaines unités géologiques majeures. Dans le secteur minier, la méthode de la polarisation natu-

Institutul Geologic al României

relle appliquée aux gisements de sulfures complexes dans certaines zones des Carpates orientales, a enregistré des résultats positifs. Récemment ont été utilisés avec des bons résultats, des appareils électromagnétiques modernes pour mesurer la phase et l'amplitude en courant alternatif, et la méthode de la polarisation provoquée, pour détecter les minéralisations conductrices disperées.

Enfin, pour la prospection des accumulations de substances minérales utiles, nous disposons aujourd'hui d'un outillage radiométrique perfectionné, notamment : émanomètres, divers types de radiomètres, appareils de laboratoire dont l'emploi sur une large échelle en terrain et au laboratoire permet d'élargir d'une façon considérable l'inventaire des richesses minérales du sous-sol de notre pays.

Relevons également l'application extensive des mesurements géophysiques aux forages effectués pour la mise en évidence des accumulations de substances minérales utiles.

Ces mesurements représentent à l'heure actuelle des moyens d'investigation et de contrôle extrêmement valeureux pour la connaissance — par les forages — des substances minérales utiles situées en profondeur. Ils ont l'avantage de hâter le rythme d'exécution des travaux géologiques par forages, de réduire le coût de ces derniers. À présent ils sont de plus en plus utilisés comme moyen d'interprétation quantitative des zones à substances minérales utiles. Un progrès important a enregistré la technique des mesurements électriques et sourtout, nucléaires, principalement pour le pétrole et les gaz. Se développe également dans une mesure croissante l'intérêt pour l'identification et l'évaluation quantitative d'autres substances minérales utiles, tels que les charbons et les minerais.

Grâce à l'aide du Parti et du Gouvernement et aux mesures d'organisation, ont été créés et se sont développés des services de géophysique, dotés d'outillage moderne de prospection séismique et gravimétrique, magnétique, électrométrique et radiométrique, qui ont contribué dans une large mesure à l'actuel essor de notre industrie pétrolière et minière.

Enfin, pour compléter le bilan des succès scientifiques remportés dans l'activité géophysique, mentionnons également la découverte de certains caractères importants de la géologie de profondeur et spécialement de quelques accidents tectoniques de grande ampleur (par exemple la ligne Capidava — Canara en Dobrogea) ; l'identification de la limite occidentale et méridionale de la plate-forme podolo-russe ; la mise en évidence de la structure fracturée, en style mosaïque, de la plate-forme moesienne, ainsi que la mise en évidence de l'élévation du soubassement du Bassin Transylvain.

* * *

Vaste et multilatérale est l'oeuvre réalisée par les géologues, les géophysiciens, les géochimistes et l'ensemble des spécialistes qui se préoccupent des problèmes géologico-minières dans notre pays. Les méthodes qu'ils ont utilisé pour la recherche des zones de distribution probable des diverses substances minérales utiles, sont des plus avancées. Ces zones ont été

Institutul Geologic al României

déterminées à l'aide d'une analyse scientifique approfondie de toutes les données et les résultats accumulés par la géologie roumaine. À cette occasion on a revu et vérifié toutes les provinces géologiques génétiques à perspectives minières de la Roumanie.

C'est ainsi que l'exploration géologique par forages à sondes et sondeuses et par travaux miniers a pris un développement considérable, non connu chez nous, et les résultats économiques ont été des plus encourageants.

Par exemple, dans le domaine des combustibles minéraux liquides et gazeux, les géologues de l'industrie pétrolière en étroite collaboration avec les géologues du Comité Géologique ont inventorié les structures susceptibles à contenir des accumulations possibles de pétrole et de gaz et ont établi les programmes de prospection et d'exploration des grandes unités structurales.

De cette manière ils ont dirigé les travaux pour la découverte des réserves de pétrole dans la zone du Flysch paléogène, la zone mio-pliocène, les dépressions intramontagneuses, le territoire de la plate-forme moldave et de la plate-forme moesienne (Plaine Roumaine).

À ces découvertes ont largement contribué les géophysiciens par des prospections gravimétriques et séismiques. C'est à eux qu'on doit d'ailleurs, en grande partie, la détection de riches structures pétrolifères en Olténie et Mounténie occidentale.

Les travaux d'exploration, largement développés par rapport au passé, ont mis en valeur le pétrole de plusieurs régions du pays, dont nous citons les plus importantes : Ticleni et Bălteni en Olténie, Pitești, Șuța Seacă en Mounténie occidentale et Moinești — Tazlău en Moldavie.

L'exploitation rationnelle des gisements de hydrocarbures et la récupération la plus complète possible des réserves ont constitué non seulement l'objet d'études scientifiques mais aussi une importante tâche tracée par le Parti au cours des années du pouvoir populaire lorsque furent créés les meilleurs conditions de travail. Les conditions de gisement du pétrole et des gaz ont été étudiées par les spécialistes du Ministère de l'Industrie du Pétrole et de la Chimie et de l'Institut de Pétrole, Gaz et Géologie.

Des procédés techniques modernes ont permis de reprendre l'exploitation des gisements abandonnés et d'augmenter le débit des couches pétrolifères moins perméables. Dans ce domaine on applique largement les méthodes d'intensification du flux par divers traitements et la fissuration hydraulique des couches en vue d'élargir les voies d'accés des hydrocarbures vers les trous de sondes, ainsi que les méthodes de récupération secondaire du pétrole en gisement, par injection d'eau extra-contourale ou de gaz, dans la zone de la coupole de gaz.

C'est pourquoi, ces dernières années, la production de pétrole s'est accrue par rapport au passé et l'on a mis en valeur l'une des plus importantes richesses du pays, très recherchée comme matière première minérale de base pour les industries du pays. On a également mis en évidence des terrains de gaz naturels dans le Bassin de Transylvanie par des prospec-

Institutul Geologic al României

tiens géophysiques qui ont constitué une aide efficiente pour les prospections géologiques de surface et les travaux d'exploration par sondes.

En ce qui concerne les combustibles minéraux solides, grâce aux prospections géologiques, parfois en parallèle avec les prospections géophysiques, on a réussi à délimiter de vastes régions de charbons énergétiques dans les formations pliocènes et miocènes de l'Olténie, de la Mounténie, de la Transylvanie et du Banat, ainsi que des zones riches en charbons de coke dans les bassins oligocènes de la Transylvanie et les zones de Lias du Banat.

Dans ce domaine nos géologues ont accordé une assistance substantielle à l'industrie des charbonnages, par de nombreux travaux d'exploration exécutés avec de bons résultats dans certains bassins en exploitation stimulant ainsi les travaux de systématisation de plusieurs mines de charbon de la Transylvanie, du Banat, de la Mounténie et de la Moldavie. Mentionnons seulement les mines de charbons de la Transylvanie du NW, en marge du Bassin pannonique ; les mines de la région de Braşov ; les mines de Pétroşani, les mines d'Anina et celles de la Mounténie (à Filipeşti) et de la Moldavie (à Comăneşti). En outre, on a découvert des réserves importantes de charbons en Olténie, entre l'Olt et le Jiu, à Rovinari sur le Jiu, dans le Bassin du Motru, en Transylvanie dans la région de Baraolt-Vîrghiş et au Banat dans le bassin de Mehadia. À la suite de ces explorations de grandes réserves de charbon on été mises en évidence et ont été ouvertes de nouvelles mines, telle la mine de Rovinari, qui exploite en carrière, la mine de Vîrghiş etc.

La prospection géologique et surtout celle géophysique-gravimétrique a permis d'identifier d'importantes anomalies trahissant de grands gisements de sel dans le Miocène des dépressions intra- et extracarpatiques en Transylvanie, Moldavie, Mounténie et Olténie. Aussi a-t-on exploré la plupart des gisements importants et a-t-on découvert de nouveaux massifs de sel, dont les réserves sont pratiquement inépuisables. Citons le massif de Slătioarele près de Piteşti, avec une réserve au-dessus d'un milliard de tonnes, et le massif de Mercheaşa, en Transylvanie. Une attention spéciale a été accordée à la découverte des gisements de sels de potassium et de magnésium recherchés pour les engrais chimiques. La reprise des investigations dans la zone miocène de la Moldavie a mis en évidence la présence de sels de potassium dans les formations de cette vaste unité structurale.

Par un travail soutenu et des méthodes complexes de prospection, les géologues, les géophysiciens et les géochimistes ont donné au pays de nouvelles et importantes richesses métallifères.

L'accroissement des réserves de fer représente l'un des principaux problèmes de l'industrie lourde du pays ; aussi a-t-on fait des efforts continus et soutenus en vue de la découverte de nouveaux gisements de fer dans le massif de Poiana Ruscă, actuellement le réservoir principal de minerai de fer en exploitation.

Ajoutons, qu'en Dobrogea, près de Constanţa, dans un complexe de quartzites, la prospection géophysique et les sondages ont mis en évi-

Institutul Geologic al României

dence un large gisement de minerai de fer pauvre, mais situé à grande profondeur.

Les travaux détaillés de prospection et d'exploration, effectués dans les formations de contact métasomatique d'Ocna de Fier, — zone des intrusions banatitiques — ont permis d'identifier d'importantes réserves de minerais de fer, nécessaires au combinat sidérurgique de Reșița.

On a considérablement augmenté les réserves de minerai sidéritique de Lueta, dans la zone des monts volcaniques de la Transylvanie orientale et on a découvert de nouveaux gisements à Mădăraș, sur le versant oriental de ces monts.

En vue d'élargir la base de minerai de fer, les géologues ont taché de découvrir de nouveaux types de minerais à plus grandes possibilités de préparation en vue d'une mise en valeur.

Une intense activité de prospection géologique, géophysique et d'exploration a également eu pour but l'augmentation des réserves de minerai de manganèse.

Parallèlement, dans les massifs calcaires jurassiques-néocomiens des Monts de Pădurea Craiului et de Bihor, et dans les Monts Apuseni des travaux de prospection et d'exploration minière ont été exécutés pour la mise en évidence des réserves de b a u x i t e .

Une importance particulière a été accordée aux travaux de prospection géologique, géophysique et géochimique, de pair avec les travaux d'exploration par forage à sondeuses, dans les zones de distribution des minerais a u r o - a r g e n t i f è r e s , d e s m é t a u x n o n - f e r r e u x (p l o m b , z i n c et c u i v r e) et de la p y r i t e . On a obtenu ainsi de nouvelles réserves de minerais, tant dans les zones d'éruptions volcaniques tertiaires du Nord du pays, à Baia Mare, dans les Monts Oaș, Tibleș et le massif de Toroiaga, les Monts de Rodna et les Monts Apuseni, que dans la province des banatites et les zones de schistes cristallins de la partie orientale des Monts de Bistrița et dans le massif de Poiana Ruscă.

Une nouvelle perspective s'ouvre à l'étude des zones de calcaires triasiques en Dobrogea, où les travaux géologiques ont signalé la présence des minerais de p l o m b et de zinc métasomatique.

Notons les prospections géochimiques pour c u i v r e effectuées avec d'excellents résultats dans la région des andésites de Poiana Ruscă, des prospections pour minerais de plomb, zinc et cuivre dans les Monts Tibleș et Toroiaga, qui ont conduit à la découverte de nouveaux filons métallifères.

Les prospections géologiques ont également porté sur les s u b s t a n c e s m i n é r a l e s n o n - m é t a l l i f è r e s , fournissant à l'industrie d'importantes réserves.

Les recherches pour b a r y t i n e , substance minerale de première importance pour les forages pétrolifères, ont remporté de beaux succés. Des gisements de barytine ont été découverts et mis en exploitation en Dobrogea septentrionale, à Somova, près de Tulcea, et dans la région de Suceava à Ostra, de sorte qu'actuellement la Roumanie ne fait plus d'importation de barytine.

Institutul Geologic al României

Il y a aussi d'autres substances minérales utiles mises à la disposition de l'économie nationale par nos géologues. Parmi les gisements les plus intéressants mentionnons : les kaolins de la Dobrogea méridionale et du massif de'Harghita, nécessaires à l'industrie céramique ; les bentonites de la Dobrogea du Sud, de la région d'Ocna Mureșului et d'autres régions du pays, recherchées pour le raffinage du pétrole ; les diatomites de la Vallée du Buzău et de la Dobrogea méridionale, utilisées comme matériel isolant ; les dolomies de Hunedoara et des Monts Apuseni, utilisables pour la préparation des matériaux réfractaires ; nombreux massifs de calcaires et de marnes employées dans la fabrication du ciment ; les cinérites volcaniques de la région de Tușnad — Malnaș utilisées dans l'industrie des constructions pour les agrégats légers ; les gypses pour le plâtre et le ciment ; les sables auartzeux purs de Miorcani, sur le Prut, pour la verrerie fine ; le qoufre de Călimani ; les perlites du massif d'Oaș et maintes sutres.

* * *

Des résultats intéressants ont également été obtenus dans d'autres secteurs d'activité géologique :

Il s'agit de la contribution essentielle de la géologie technique à la projection des fondations et des constructions des grands aménagement hydrotechniques et hydroénergétiques, ainsi que des usines et des combinats industriels, des voies ferrées et tunnels, voies ferrées industrielles, chaussées ou funiculaires.

À part les recherches qui ont servi de base aux travaux de construction du barrage „V. I. Lenin" de Bicaz, on a également élaboré des études pour les aménagements hydroénérgétiques en cours de réalisation (Hydrocentrales d'Argeș, des Portes de Fer etc.). Des études géologiques techniques ont été effectuées pour la systématisation des ports Galați, Brăila, Turnu Severin, ainsi que pour la systématisation urbanistique des villes Arad, Brașov, Galați, Iassy, etc.

D'importants résultats ont également été obtenus dans le secteur de la hydrogéologie, où les géologues ont déterminé en première ligne les possibilités d'ouvrir de nouvelles mines de charbons en Olténie et à Brașov-Baraolt, de fer à Căpuș et de minerais nonferreux à Moldova Nouă. En second lieu, on a utilisé de nonvelles méthodes de prospection hydrogéochimique qui ont mis en évidence des zones à perspectives pour la découverte de gisements d'hydrocarbures, de sels de potassium et de sels de bore.

Dans le but de contribuer à la transformation socialiste de l'agriculture, on a fait de nombreuses recherches et études pour la documentation des projets d'irrigation dans les diverses régions du pays, ainsi que pour l'alimentation en eau des unités agricoles du secteur socialiste.

En ce qui concerne l'alimentation en eau des grandes villes et des zones dépourvues d'eau potable, telles que la plate-forme de Cotmeana et les aires du Bărăgan du Nord, une recherche soutenue par fo-

Institutul Geologic al României

rages a conduit à l'identification en profondeur de certaines couches aquifères de bonne qualité.

Quant aux eaux minérales, les travaux hydrogéologiques ont poursuivi deux buts :

Le développement des stations balnéaires d'intérêt républicain, telles : Borsec, Olănești, Govora, Vatra Dornei, Sîngiorz-Băi, Victoria, 9 Mai — Oradea, etc., par la découverte de nouvelles et importantes sources d'eau minérales ;

La découverte de nouveaux gisements d'eaux minérales à proximité des grands centres ouvriers, parmi lesquels : Iassy (eaux minérales sulfureuses), Tg. Mureș (eaux chlorurées-bromurées-iodurées-sodiques), Oradea (eaux thermales radioactives), etc.

D'excellents résultats ont été obtenus dans la recherche des eaux hyperthermales, en déterminant la possibilité de leur mise en valeur pour le chauffage urbain et l'aménagement de serres dans la plaine occidentale du pays. Mentionnons, que par un forage situé à environs 2 km Sud de la ville d'Oradea, on a obtenu un débit artésien de plus de 600 $m^3/24$ h avec une temperature de 87°C.

* * *

L'intensification des recherches géologiques et géophysiques prévues par les Directives du III-e Congrès du P.O.R. est accompagné d'importants progrès en ce qui concerne les procédés techniques et la technologie des travaux de forage.

Dans la Roumanie d'aujourd'hui ont été progressivement créées les bases pour la fabrication d'un large sortiment d'installations de forage au niveau de la technique mondiale.

Pour le forage des sondes de pétrole et de gaz on construit actuellement, en série, des installations à outils et matériel tubulaire nécessaire pour des profondeurs comprises entre 100 et 5000 m et depuis 1963 un nouveau type moderne d'installation pour forage à plus de 6000 m de profondeur a subi avec succès diverses épreuves et homologations.

Dès 1961 ont été créées les bases pour la projection et la construction d'une série normale de sondeuses géologiques modernes pour substances minérales utiles solides. De cette série, la sondeuse SG-650 à diamant pour le forage jusqu'à 1000 m de profondeur, est déjà utilisée sur les chantiers géologiques.

En effet, les résultats obtenus dans l'équipement technique des chantiers destinés aux travaux géologiques sont vraiment grandioses si l'on pense que jusqu'en 1948 tout l'outillage de forage était d'importation et qu'aujourd'hui la Roumanie figure parmi les pays constructeurs d'équipement pétrolier les plus importants du monde.

L'application des procédés techniques modernes dans l'activité géologique permet la réduction des termes de recherche, l'amélioration de la qualité des travaux grâce aux renseignements et aux données acqui-

Institutul Geologic al României

ses, l'efficience accrue des travaux géologiques, la réduction continue du coût des réserves mises en évidence.

* * *

Bien que dans notre pays l'exploitation minière soit très ancienne, remontant probablement à une période avant la conquête des Romains, les nouvelles recherches ont permis à nos géologues de découvrir d'importantes richesses minérales. Toutefois, ceci ne veut pas dire que les possibilités de nouvelles découvertes aient diminué. Au contraire, de vastes perspectives se dressent pour l'avenir.

Monsieur GHEORGHE GHEORGHIU-DEJ Premier Secrétaire du P.O.R. dans son rapport au III-e Congrès du P.O.R. a montré que l'État a fait des efforts sérieux pour l'élargissement de la base nationale de matières premières, dépensant ces 6 dernières années la somme de 8 milliards lei pour les travaux géologiques ; c'est grâce à ces efforts qu'on a pu découvrir de nouvelles zones pétrolifères et accroître les réserves de minerais et de minéraux utiles nécessaires aux diverses branches industrielles.

Mais en même temps, il a montré que :

„Toutefois malgré ces résultats, les recherches géologiques n'ont pas été au niveau des possibilités créées. Les travaux géologiques n'ont pas manifesté une attention concentrée sur les objectifs de prime importance, tels le minerai de fer ; on n'a pas attaché un intérêt suffisant aux études des structures géologiques par des travaux préalables de prospection pour réduire le volume des travaux stériles d'exploration — surtout pour le pétrole ; et on n'a pas précisé des réserves industrielles suffisantes pour l'ouverture de nouvelles mines, particulièrement de charbons."

Les directives du III-e Congrès du P.O.R. tracent l'orientation des futures travaux géologiques dans le sens „de l'augmentation et de l'utilisation au maximum des ressources de substances minérales utiles afin de satisfaire le plus largement possible aux besoins de la production par les ressources du pays."

„Pour la période 1960—65 on prévoit un volume de travaux géologiques accru de 65—70 % par rapport aux années antérieures. Les fonds destinés aux travaux géologiques seront utilisés en première ligne pour la mise en évidence des réserves de minerais de fer et de minerais non-ferreux, de pétrole, de gaz naturels, de charbons à coke et énergétique"...

„En vue de l'accroissement du rythme économique et de la réduction des dépenses on recommande l'intensification des travaux de prospections géophysiques, surtout, séismiques, gravimétriques et mangnétométriques, afin que les structures géologiques soient bien précisées avant de commencer leur exploration. Seront perfectionnées les méthodes de prospection et développées les prospections radiométriques et géochimiques. Dans ce but les unités géophysiques seront dotées d'équipements moderne."

„Les fonds alloués à l'activité géologique pour la période 1960—1965 remontent à environ 12 milliards lei ; de cette somme, environ 2

Institutul Geologic al României

milliards sont destinés à l'équipement avec outillages et appareils modernes".

Suivant ces indications, l'activité géologique a utilisé avec succès les méthodes géophysiques qui continueront aussi à l'avenir de jouer un rôle capital dans la prospection des gisements de substances minérales utiles.

La prospection séismique, dotée d'outillage portable attaquera les problèmes complexes de la tectonique du Flysch. La gravimétrie va pénétrer de plus en plus profondément dans les régions montagneuses du pays pour résoudre la question concernant leur structure de profondeur. La prospection magnétique — sous forme de levés terrestres ou aériens — aura la tache de déterminer le plus exactement possible la distribution des masses éruptives en profondeur et simultanément, par de levés très détaillés, elle sera une aide précieuse pour la découverte des gisements de fer. L'électrométrie devra mieux s'adapter aux problèmes difficiles de la prospection des sulfures polymétalliques. Les méthodes radioactives — par l'introduction des compteurs à scintillation — vont réaliser la prospection des minerais ainsi que des gisements de hydrocarbures.

Les prospections géochimiques et radiométriques seront intensifiées, afin de mettre en évidence de nouveaux types de minerais non ferreux et d'identifier directement les gisements de pétrole et de gaz dans les structures sédimentaires, où d'autres méthodes géophysiques n'ont pas donné des résultats satisfaisants.

L'interprétation et la systématisation du riche matériel documentaire résulté de la prospection et de l'exploration du sous-sol du pays, permettront à nos chercheurs de tirer des conclusions en ce qui concerne les conditions de genèse et de répartition des substances minérales utiles du pays et par suite, d'élaborer des nouvelles directives pour la recherche géologique.

Il existe encore des régions montagneuses peu étudiées et dont les richesses cachées en profondeur devront être prospectées et explorées par des moyens complexes ; ce sont les massifs cristallins des Carpates Orientales et les monts volcaniques de la Transylvanie orientale où l'on a commencé déjà les premiers travaux de prospection géochimique et par forage.

Seront également prospectées et explorées les plaines et les plateux de l'avant-pays et des zones internes de l'édifice montagneux, qui d'ailleurs sont déjà en cours d'investigation par des méthodes géophysiques et des procédés mécaniques de forage pour les gisements de pétrole et de gaz qu'ils peuvent renfermer.

* * *

L'assistance incessante accordée par le Parti et le Gouvernement a créé des conditions favorables au développement de l'activité géologique de prospection et d'exploration à un rythme qui dépasse de beaucoup tous les résultats obtenus par la géologie et l'industrie minière

Institutul Geologic al României

de la Roumanie d'avant-guerre ; ce rythme accru a permis le développement considérable de la base de matières premières minérales du pays et l'essor de l'industrie socialiste.

Malgré les succès remportés, nos spécialistes savent que leurs efforts doivent être continus pour que leur travail devienne de plus en plus efficient.

Ils sont conscients de leur tâche qui consiste dans un travail assidu, l'application des méthodes les plus avancées et l'utilisation des appareils et des outillages les plus modernes afin de mettre en évidence de nouveaux gisements de matières premières minérales, nécessaires au développement soutenu de notre économie socialiste.

Nous, les géologues roumains, apprécions vivement l'étroite coopération avec les chercheurs et les spécialistes de tous les pays pour le développement et le perfectionnement des nouvelles méthodes de travail et de la technique moderne de prospection et d'exploration, pour le progrès de la science mise au service de la construction du socialisme.

Aux efforts de l'État, les géologues roumains ont répondu et répondront toujours avec enthousiasme pour parfaire l'oeuvre de construction socialiste et de développement pacifique de l'économie de notre patrie.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

BAZINUL NEOGEN AL SILVANIEI

DE

MIRCEA PAUCĂ

Abstract

Neogene Basin of Silvania. The region represents a Neogene bay of the Paratethys, that has penetrated the Apuseni Mountains. The breakdown took place during the Tortonian due to some renewed faults trending NE to SW (Pannonian strike) as well as NW to SE (Carpathian strike). The basement consists of Crystalline and Permo-Mesozoic remnants, while the filling-in is formed of some Miocene and several Pliocene fragments. The development of the basin shows an early stage of connection with the World Ocean, succeeded by a brackish sea and ending by a lacustrine phase. Sedimentation is dominated by the movements of blocks within the basement, which have occasioned the accumulation of a complex of Pliocene molasse up to 1000 m thick. A slight regression of the sea between Tortonian and Sarmatian was stated, followed by a long pre-Pontian continental period. The crystalline islands divide the bassin into two secondary depressions. The basement shows a rupture tectonics which slightly affected the Neogene cover too. Within the latter, local brachyanticlines and synclines have been developed, caused by a slight vertical displacement of the blocks of the basement. The most important fracture, namely the Parameseş fracture — along which the net slip is over 1000 m — separates to the East the basin from the Meseş Mountains, while on the Western slope, the Plopiş Mountains send three small spurs into the Neogene.

TABLA DE MATERII

	Pag.
Introducere	40
Istoric	40
I. Stratigrafie	41
1. Cristalinul	41
2. Permianul	42
3. Triasicul	42
4. Cretacicul superior	43

Institutul Geologic al României

Pag.

5. Danian-Paleocenul 44
6. Eocenul inferior 45
7. Tortonianul 46
8. Sarmaţianul 52
9. Pliocenul 57
a) Ponţianul 61
b) Dacianul 69
c) Levantinul (?) 71
10. Antropogenul 72
II. Tectonica 72
1. Tectonica fundamentului preneogen 73
2. Tectonica cuverturii neogene 80
III. Eruptivul 85
IV. Geomorfologia 86
V. Hidrogeologia 90
VI. Concluzii 94
VII. Bibliografia 99

INTRODUCERE

Regiunea cuprinsă între munţii Plopişului în SW şi ai Meseşului-Prisaca în SE, reprezintă unul din cele cinci bazine de scufundare existente pe marginea panonică a munţilor Apuseni. Spre NW acest bazin este limitat de sedimentele cuaternare ale Cîmpiei Tisei. Cît priveşte limita sa de NE, unde bazinul Silvaniei ia contact cu bazinul Baia Mare, această limită nu poate fi decît convenţională pentru motivul că apele neogene comunicau larg între cele două bazine. În consecinţă, noi am considerat ca limită convenţională de NE a bazinului Silvaniei, o linie care uneşte terminaţia de S a insulei cristaline din culmea Făget, cu colţul de NW al cristalinului Prisacei, întrucît de aici depozitele neogene capătă o mare dezvoltare în direcţie estică. Studiile geofizice ar putea găsi eventuale criterii de separare în structura fundamentului.

În perimetrul cercetat am inclus şi rama cristalină a bazinului, stratigrafia şi tectonica acesteia dîndu-ne indicaţii preţioase asupra problemelor puse de fundamentul preneogen. Suprafaţa mare a regiunii cercetate (cca 2100 km²) ne-a permis să punem şi să rezolvăm probleme noi, neabordate în lucrările din trecut.

Istoric. Cercetările geologice asupra acestui bazin au început în prima jumătate a secolului trecut. Lucrările de pînă acum conţin foarte multe observaţii şi concluzii bune, dar şi unele eronate. Primele erau uneori neglijate, iar ultimile acceptate adeseori fără nici o critică timp de multe decenii, fapt care a frînat rezolvarea a numeroase probleme.

Cele mai vechi date geologice le avem de la BEUDANT (1822) a cărui lucrare conţine totalitatea cunoştinţelor de pînă atunci.

Institutul Geologic al României

STACHE (1860) îi urmează atras de presupusa prezență a țițeiului și a problemelor geologice de la Jibou. De cercetări mai amănunțite dispunem de la HOFMANN (1882, 1883, 1899), și MÁTYÁSOVSZKY (1879, 1881, 1883) care au pus bazele cunoașterii cartografice a regiunii.

Către sfîrșitul secolului trecut urmează L. ROTH TELEGD (1897) atras și el de presupusul zăcămînt de țiței de la N de Jibou. Tot de atunci dispunem de cîteva note datorite lui LÖRENTHEY (1893), MÁRTONFY (1879), SEMSEY (1877) etc.

La începutul acestui secol regiunea a fost cercetată de K. ROTH TELEGD (1912, 1913) și S. PAPP (1915), ultimul fiind atras de prezența metanului la Crișeni. Între 1918—1940 remarcăm lucrările lui MATEESCU (1927, 1938), primul care se referă la o regiune destul de vastă pentru a-i permite încercarea celei dintîi sinteze asupra unei bune părți din bazin, precum și unele note — ROTARIDES (1925), BETHLEN (1933) etc. — bazate pe materialul recoltat înainte de 1918. Din partea geologilor noștri mai dispunem de lucrările lui KRÄUTNER (1938) asupra Cristalinului, precum și de acelea ale lui LOBONTIU (1940) și SZÁDECZKY-KARDOSS (1931) asupra regiunii de NW a Transilvaniei.

Din anii 1940—1944, datează lucrările lui BANDAT și REICH (1950) și NOSZKY-ROTH TELEGD (1948), ambele încercînd realizarea unor sinteze.

După 1944, constatăm o adevărată afluență de geologi fie din București, fie de la Cluj care au făcut cel mai adesea lucrări de recunoaștere sau de amănunt asupra unor regiuni restrînse dar n-au dat vre-o sinteză aprofundată.

I. STRATIGRAFIE

Rocile, care iau parte la alcătuirea regiunii, sînt reprezentate prin: Cristalin, Permian, Triasic, Cretacic superior, Danian-Paleocen și Eocen inferior, toate aparținînd fundamentului, precum și prin: Tortonian, Sarmațian, Pontian, Dacian, Levantin (?) și Antropogen, Neogenul acoperind cele mai mari suprafețe și alcătuind umplutura bazinului.

1. CRISTALINUL

Rocile acestuia apar în munții Plopiș și Meseș de pe rama bazinului, apoi sub forma a trei insule în interiorul acestuia (Măgura Șimleului, Heghișa și Făgetul) precum și în numeoase foraje la diferite adîncimi. Ele constau, în marea lor majoritate, din termeni de mezozonă în special din micașist cu granați, la care se adaugă roci de epizonă și chiar de catazonă. Totul reprezintă resturi ale unui întins masiv cristalin care, după o foarte îndelungată ridicare și intensă peneplenizare, a fost fragmentat în numeroase blocuri, unele continuîndu-și ascensiunea intensă pînă azi, în timp ce altele, ridicîndu-se mai puțin, au putut fi acoperite de transgresiunile neogene.

Toți geologii care au cercetat Cristalinul în ultimele decenii au remarcat puternica diaftoreză suferită, iar noi insistăm asupra prezenței frecvente a procesului de milonitizare.

Institutul Geologic al României

2. PERMIANUL

Depozitele de această vîrstă sînt cunoscute numai în zăcămînt secundar. Ele apar sub formă de pietriş în piemontul de vîrstă levantin-cuaternară de pe versantul de W al crestei Meseşului din regiunea izvoarelor pîrîului Zălau, la SE de oraş. În aceste pietrişuri, care acoperă ca o pătură groasă numai de 1—2 m culmea de pe stînga pîrîului Zălau, apare pe cărare pietriş de porfir cuarţifer şi feldspatic de culoare verde sau cafenie, identic aceluia cunoscut din munţii Codru, unde acoperă mari suprafeţe. Regiunea fiind acoperită în întregime de pădure tînără, nu s-a putut găsi roca i n s i t u. Ţinînd seama de configuraţia terenului, locul de origină al acestui porfir trebuie să se găsească însă în imediată apropiere.

3. TRIASICUL

Reprezentat prin etajele inferior şi mediu, Triasicul apare în numeroase puncte, dar pe suprafeţe în general mici, indicînd atît întinsa suprafaţă acoperită de mările triasice, cît şi puternica eroziune suferită ulterior. Prezenţa sa ne uşurează urmărirea tectonicii fundamentului cristalin peste care s-a depus nemijlocit. Depozitele sale sînt reprezentate prin conglomerat cuarţos şi prin gresie roşie, prin şisturi satinate violete sau verzi de vîrstă werfeniană, prin dolomit cenuşiu deschis de vîrstă anisiană şi prin calcar negru în plăci groase de 5—15 cm de vîrstă ladiniană, avînd planurile de stratificaţie acoperite cu un strat slab limonitic.

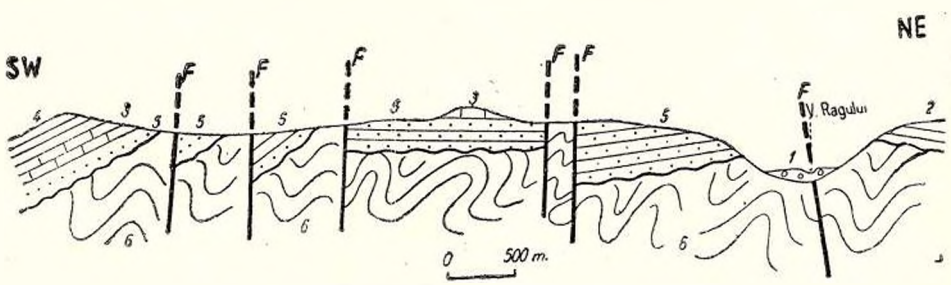


Fig. 1. — Profil prin Triasicul de la SW de Stîrci.
1. Aluviuni; 2, Tortonian; 3, Anisian; 4, Ladinian; 5, Triasic inferior; 6, Cristalin; F. falii.

Abb. 1. — Profil durch die Trias süd-westlich von Stîrci.
1, Alluvien; 2, Torton; 3, Anisische Stufe; 4, Ladin; 5, Untere Trias; 6, Kristallin; F. Verwerfungen.

În munţii Meseş Triasicul apare într-un număr de peste 10 puncte de pe creastă sau de la W de aceasta dar din imediată apropiere. Trei dintre ele, reprezentate prin depozite werfeniene, se află imediat la N de şaua prin care trece şoseaua Cluj—Zălau, iar alte trei de dimensiuni mai mari şi din aceiaşi rocă se află înşirate la S de şoseaua pe creasta Meseşului. Aparitiile cele mai numeroase şi mai mari se constată însă de o parte şi de alta a văii Ragului, la E de Stîrci, unde Triasicul, deşi

Institutul Geologic al României

foarte fragmentat tectonic, apare pe o suprafață de peste 1 km², și în sfîrșit cîte o apariție de dimensiuni mari sînt situate în dreptul satelor Ponița și Pria, care ocupă suprafețe de cîte cca 0,5 km² (fig. 1 și 2).

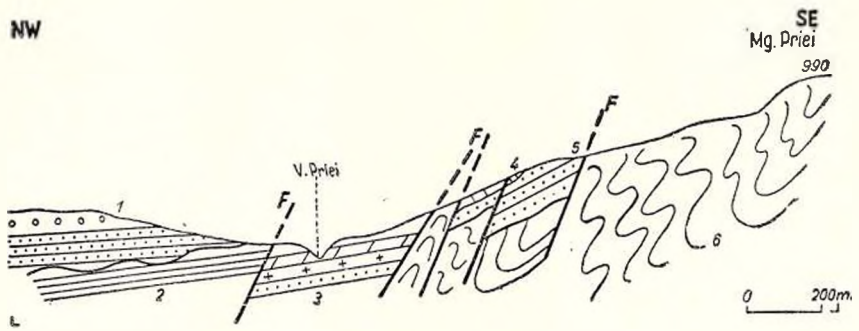


Fig. 2. — Profil spre W de Măgura Priei.
1, Pontian; 2, Sarmațian, 3, Tortonian; 4, Triasic mediu; 5, Triasic inferior; 6, Cristalin; F, falii.
Abb. 2. — Profil westlich von Măgura Priei.
1, Pont, 2, Sarmat; 3, Torton; 4, Mittlere Trias; 5, Untere Trias; 6, Kristallin; F, Verwerfungen.

Depozite pe care să le putem atribui Triasicului superior, întregului Jurasic, precum și Cretacicul inferior-mediu, n-au fost întîlnite, deși ele sînt cunoscute de la distanțe nu prea mari, din alte unități tectonice ale munților Apuseni, precum și din regiunile apropiate ale Carpaților orientali.

4. CRETACICUL SUPERIOR

După o îndelungată perioadă continentală, regiunea a fost acoperită de marea transgresiune a faciesului de Gosau, care a avut loc aici probabil de-a lungul unor șanțuri largi, în care se formau alternativ sedimente detritice și sedimente biogene, bogate în fosile. Depozitele de această vîrstă sînt cunoscute dintr-un singur punct în cursul superior al pîrîului de la vechiul poligon de tragere situat la SE de Zălau. Păstrarea lor aici este în legătură cu același graben transversal pe culmea Meșeșului, în care s-a păstrat și micul petec de Werfenian situat imediat la N de șoseaua Cluj—Zălau (fig. 3).

În lucrările lui HOFMANN și LOBONȚIU se mai vorbește de prezența unui al doilea petec de Cretacic superior situat la E de Zălau, dar cu toată insistența noastră de a-l identifica, n-am reușit. Este posibil ca acea apariție, formată numai din calcar cu hipuriți, să fi fost exploatată pînă la epuizare, întrucît cea mai mare parte a străzilor din orașul Zălau este pavată cu asemenea calcar.

Din depozitele cretacice, care ocupă o suprafață numai de cîteva sute de metri pătrați la SE de Zălau, în afară de speciile *Vaccinites sulcatus* DEFR., *V. gosaviensis* DOUV., *V. inaequicostatus* MÜNST., determinate de M. LUPU (1960) și atribuite Santonianului superior, noi am mai

Institutul Geologic al României

determinat *Vaccinites oppeli* DOUV., care atinge un diametru de 15 cm (Pl. fig. 1), *Nerinea sp.*, *Actaeonella* sp. şi *Cyclolites corbieriaca* MICH., (Pl. fig. 2 a, b), ultimul apărînd în numeroase exemplare într-o gresie micacee, fină şi şistoasă.

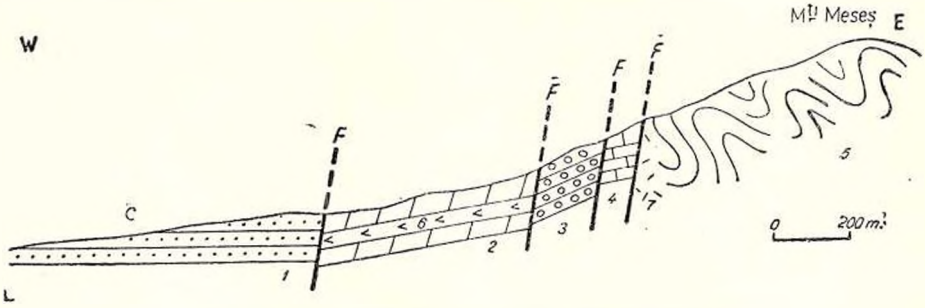


Fig. 3. — Profil prin regiunea de la SE de Zălau.
1, Ponţian; 2, Tortonian; 3, Eocen; 4, Gosau; 5, Cristalin (parţial strivit); F. falii.

Abb. 3. — Profil durch die Gegend süd-östlich von Zălau.
1, Pont; 2, Torton; 3, Eozän; 4, Gosau; 5, Kristallin (zum Teil zertrümmert); F. Verwerfungen.

5. DANIAN-PALEOCENUL

Depozitele de la limita dintre Cretacic şi Eocen trădează, prin marea suprafaţă pe care o acopăr, prin faciesul şi grosimea lor uneori considerabilă, marea importanţă a fundamentului cristalin în geneza sedimentelor de această vîrstă, fragmentarea acestuia în blocuri, unele cu sens intens de mişcare pozitivă şi altele scufundîndu-se egal de intens, precum şi intensitatea fenomenului de eroziune, respectiv de sedimentare, de pe aceste blocuri, unde au luat naştere stratele pestriţe inferioare.

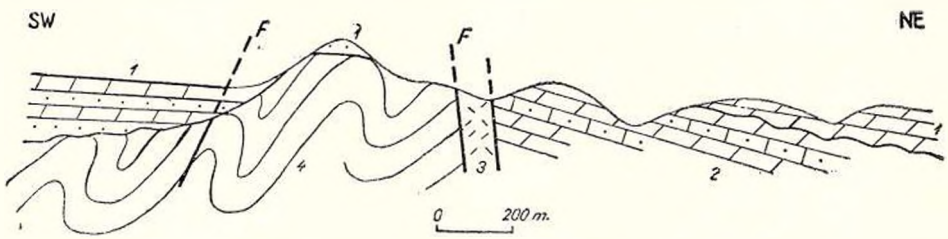


Fig. 4. Profil la W de Uileacul Şimleului.
1, Ponţian; 2, Paleocen; 3, Triasic mediu strivit; 5, Cristalin; F. falii.

Abb. 4. — Profil westlich von Uileacul Şimleului.
1, Pont; 2, Paläozän; 3, Zertrümmerte mittlere Trias; 4, Kristallin; F. Verwerfungen.

Sedimentele de această vîrstă apar în următoarele trei regiuni: în lungul văii Someşului, pe marginea de N a Cristalinului Măgurii Şimleului (fig. 4) şi pe V. Strîmturii la NE de Zălau.

Institutul Geologic al României

Cu toate că aceste sedimente au fost studiate de numeroşi geologi, nici unul nu trage concluziile logice din geneza lor continentală. Ele reprezintă sedimente depuse în condiţii de piemont pe seama horsturilor cristaline existente şi astăzi, aflate şi pe atunci în continuă ridicare. Acestea procurau materialul ce acoperea blocurile înconjurătoare, aflate în continuă scufundare. Grosimea de 1200 m, calculată la Jibou de toţi geologii, reprezintă dovada indiscutabilă a intensităţii pe de o parte a mişcărilor de rididare a actualelor horsturi, iar pe de altă parte de scufundarea pe care începuse să o sufere încă de atunci actualele depresiuni.

Lipsa din componenţa petrografică a stratelor pestriţe inferioare a materialului mezozoic dovedeşte că această regiune fusese supusă unei intense eroziuni încă din timpul Mezozoicului.

Condiţiile aride de sedimentare şi intensitatea mişcărilor pe verticală a blocurilor au încetat în timpul depunerii faciesului marno-calcaros de Rona de culoare cenuşie cînd, în condiţiile încetării mişcărilor orogenice şi intensificării precipitaţiilor, a avut loc formarea unor lacuri de apă dulce dintre care cel mai mare se găsea între Jibou şi Rona. Ţinînd seama de numeroasele îndinţări laterale ale stratelor pestriţe inferioare cu marno-calcarul de Rona, trebuie să conchidem că limitele acelor lacuri erau supuse unor dese oscilaţii.

Din marno-calcarul de Rona diferiţi geologi au determinat : *Limnea michelini* DESH., *L. inflata* BRONGT., *Paludina globuloides* FORB., *Planorbis elegans* EDM. şi oogoane de *Chara.*

Prezenţa Danianului este bazată pe dintele de reptil *Mochlodon suessi* determinat de NÓPCSA dintr-un foraj de la N de Jibou, iar aceea a Paleocenului pe continuitatea de sedimentare spre depozitele eocene din bazinul Chioarului. Admiţînd ca limită inferioară a Paleocenului baza stratelor de Rona, am putea atribui Danianului întregul complex de strate pestriţe inferioare de la N de Jibou. Totuşi acest criteriu nu poate fi folosit deoarece stratele de Rona prezintă o dezvoltare locală.

Existenţa unor lacuri independente în care se depuneau stratele de Rona, poate fi dedusă din speciile fosile diferite care au fost constatate în aceste strate pe cursul superior al văii Ragului. Ca fosile, în argile şi gresii mai întîlnim rareori urme cărbunoase, fragmente de lemn silicifiat, precum şi fragmente de cochilii subţiri de Moluşte pe care le atribuim Gasteropodelor terestre.

6. EOCENUL INFERIOR

Cu toate că mările acopereau în acest timp depresiunea Transilvaniei, depozitele Eocenului inferior s-au păstrat pe unele mici suprafeţe şi pe marginea de E a bazinului, ca o consecinţă a unei slabe deplasări spre E. intervenită în timpul Neogenului, a limitei dintre cele două bazine învecinate, separate de culmea Meseşului.

Eocenul apare în legătură cu horstul cristalin al Meseşului în trei regiuni ; la E de satul Ortelec pe V. Strîmturii, la E de Zalău în regiunea numită „la Cabană" şi la SE de acest oraş în regiunea izvoarelor pîrî-

Institutul Geologic al României

ului Zălau. Dintre acestea, suprafaţa cea mai mare Eocenul o ocupă la Ortelec unde s-a păstrat datorită puternicei scufundări transversale suferită de horstul Meseş în legătură cu fractura Moigradului.

Eocenul este reprezentat prin orizontul gipsurilor inferioare, prin nivelul cu *Nummulites perforatus* D'ORB., prin gresii şi marne aparţinînd stratelor de Racoţi. Un petec de Eocen încă necunoscut îl întîlnim pe stînga văii Ferestrăului, mai sus de confluenţa cu V. Cuceului (W de Jibou) unde gipsul orizontului inferior apare strivit pe fractura Parameseş, între argilele roşcate ale Danian-Paleocenului (fig. 6).

MATEESCU indică prezenţa Burdigalian-Helveţianului, care ar fi reprezentate prin conglomerate cu elemente cuarţoase bine rotunjite şi prin marne, situate pe versantul de W al Meseşului la E de Zălau. Vîrsta acestor roci lipsite de fosile a fost dată într-un timp cînd orice conglomerat presupus miocen, era atribuit Burdigalianului. Noi atribuim aceste roci Eocenului întrucît la SE de Zălau ele stau deasupra stratelor cu hipuriţi şi au acelaşi aspect ca unele intercalaţii de conglomerate cuarţoase din regiunea de la E de Meseş.

7. TORTONIANUL

În comparaţie cu ivirile pe suprafeţe foarte restrînse ale depozitelor fundamentului prenecogen, depozitele de vîrstă neogenă apar pe suprafeţe cu atît mai mari cu cît sînt de vîrstă mai nouă. Bazinul este caracterizat prin marea extindere a Tortonianului ale cărui depozite transgresive sînt dispuse cel mai adeseori direct peste cristalin. Tortonianul apare sub forma a numeroase petece scăpate de eroziune sau păstrate între linii tectonice. El constă din rocile caracteristice acestui etaj pentru întreaga depresiune a Dunării mijlocii şi posedă o bogată faună de nevertebrate tropicale. Spre sfîrşitul Tortonianului a avut loc o perioadă de regresiune cu depuneri de gips. Grosimea depositelor sale este de cca 100 m.

Sedimentele de vîrstă tortoniană apar în cea mai mare parte pe marginea de E a bazinului sub forma unei fîşii aproape neîntreruptă, îngustă de la cca 500 m în regiunea de NE a bazinului, pînă la peste 1 km lăţime în regiunea de S a acestuia. Ele mai apar în legătură cu cele două insule cristaline din interior: Măgura Şimleului şi Heghişa, unde posedă o mare suprafaţă, în timp ce pe rama de W apare numai pe un mic sector din colţul de S al bazinului.

În acest bazin există cîteva puncte fosilifere care nu sînt de fel mai prejos în comparaţie cu cele devenite celebre din alte localităţi de la noi (Lăpugiu, Coştei etc.). Unul dintre ele, Şimleul Silvaniei, este cunoscut de peste opt decenii, iar acela de la Tusa a fost pus în evidenţă abea în ultimii ani, în timp ce cuibul fosilifer de la Preuteasa era numai amintit chiar şi în ultimile lucrări. Din fiecare se poate recolta cîte un număr de peste 100 specii. Alte puncte fosilifere întîlnim la Poniţa Pria, Coşei şi Benesat.

Vîrsta trangresiunii tortoniene o plasăm la începutul Tortonianului superior deoarece din bazin lipsesc depozitele marnoase cu *Spirialis* ale

Institutul Geologic al României

Tortonianului inferior. Întrucît depozitele acestui etaj nu posedă o dezvoltare litologică constantă, nu este posibil a se face o orizontare valabilă pentru întregul bazin.

Începînd din S, pe marginea de E a bazinului Tortonianul a fost întîlnit sub forma unei fîşii care, pornind de la S de satul Pria, se îndreaptă spre NE pînă la S de Stîrci, unde se întrerupe pentru a reîncepe la E de Fetindia, de unde ţine pînă la E de Zălau. Mai departe spre N, Tortonianul reîncepe la E de Ortelec, de unde se continuă pe la Mirşid şi Popeni, apoi tot îngustîndu-se pe la Cuceu, Bîrsa şi Benesat, unde se termină în contact cu cristalinul Prisacii.

În regiunea satului Pria depozitele sale constau din marne cenuşii, nisipoase, micacee, cu gips, nisipuri şi gresii tufacce fosilifere, calcare microconglomeratice cu *Lithothamnium* şi chiar tufuri albe. Poziţia acestora este în general NE—SW, cu căderi spre W sau NW.

Pe drumul de culme ce merge spre Măgura Priei, constatăm următoarea succesiune : tuf şi tufit de culoare deschisă şi stratificate, microconglomeratice, care cuprind şi o intercalaţie de 15 cm de argilă bentonitizată verzuie, apoi gresii fine albicioase cu intercalaţii de conglomerat cu elemente mici, poligene, nisipuri stratificate alb-gălbui, cu o intercalaţie de 10 cm de conglomerat cu ciment tufaceu, friabil şi cu mulaje de Gasteropode.

Pe V. Priei, de la izvor spre vărsare, întîlnim marne cenuşii stratificate, nisipoase, cu Ceriţi şi *Lithothamnium*, apoi tuf albicios-gălbui cu *Lithothamnium*, Ostrei, Pecteni, Serpule. Urmează marne cenuşii-verzui fosilifere, cu numeroase concreţiuni de *Lithothamnium*. Mai jos întîlnim nisipuri şi gresii fine, tufacce, albicioase, gălbui, cu numeroase mulaje de *Cardium*, *Pecten*, *Trochus*, *Pectunculus*, *Ostrea* etc. Se găsesc şi exemplare bine conservate de : *Pecten aduncus* EICHW., *P. besseri* ANDR., *Lucina columbella* LAM., *Loripes dujardini* DESH., *Pectunculus pilosus* LIN., *Cardita partschi* GOLDF., *Venus* sp. *Arca* sp., *Ostrea* sp., *Turritella bicarinata* EICHW., *Conus* sp., *Heliastrea* sp.

Urmărind valea în continuare, dăm din nou de marne dure, cu fosile (*Pecten*, *Ostrea*, *Cardium* etc.), apoi marnele devin nisipoase, cu numeroase fosile friabile : *Turritella*, *Pecten*, *Trochus*, *Pectunculus*, *Cardium* etc., indeterminabile specific şi foarte greu de colectat. Mai jos pe vale, se pot aduna fosile bine conservate dintre care A. CLEMENS [1]) a determinat : *Arca diluvii* LAM., *Venus multilamella* LAM., *Natica* sp., *Trochus* sp., Briozoare, apoi *Natica catena* DA COSTA, *Natica obliquata* DESH., *Corbula gibba* OLIVI, *Turritella* (*Torculoidea*) *subangulata* BROCC. var. *polonica* FRIEDB.., *Ostrea* sp., *Dentalium* sp.

Un profil, în care se poate urmări o succesiune tortoniană frumoasă, se găseşte pe V. Corbului, afluent pe dreapta al văii Ponița. Direcţia stratelor se menţine NE—SW, iar căderea spre W. De la izvor spre confluenţă se întîlnesc : nisip sau gresii friabile verzui-cenuşii cu variante

[1]) M. PAUCĂ, D. SOCOLEANU, A. CLEMENS, M. RADU, GL. CRAHMALIUC, T. ODOBESCU, S. TIUTIUCA (1962),. Prospecţiuni pentru hidrocarburi, sare şi săruri de potasiu între valea Someşului şi Munţii Rez. Arhiva Inst. Geologic.

Institutul Geologic al României

micafere, argiloase şi intercalaţii de calcar şi de conglomerat cu *Lithothamnium* dure, conglomerate poligene, gresii stratificate fine sau conglomeratice. De pe această vale T. ODOBESCU şi S. TIUTIUCA au determinat: *Cardium* (*Cerastoderma*) cf. *incurvatum* KOLES., *Lucina haidingeri* E. HÖRNES, *Ostrea digitalina* DUB., *Chlamys elegans* ANDR., *Isocardia* cor L., *Pholadomya alpina* MATH., *Corbula gibba* OLIVI, *Pectunculus* (*Axinea*) *deshayesi* MAYER, *P. obtusatus* PARTSCH, *Venus* (*Ventricuoidella*) *multilamella* LAM., *Arca* (*Anadara*) *diluvii* LAM., *Turritella* (*Torculoidella*) *subangulata* BROCC. var. *polonica* FRIEDB., *T.* (*Torculoidella*) *bicarinata* EICHW., *T.* (*Archimediella*) *turris* BAST., *Aporhais pespelicani* var. *alata* EICHW., *Oxystele orientalis* CUSH., *Vermetus* cf. *intortus* var. *solutella* SACCO, *Natica catena* DA COSTA var. *helicina* BROCC. etc. (fig. 5).

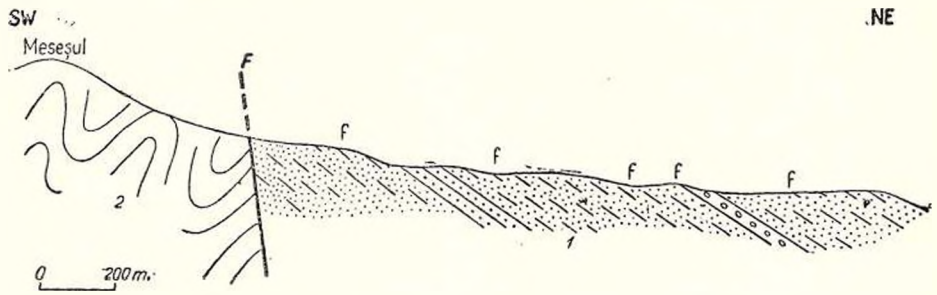


Fig. 5. — Tortonianul de pe V. Corbului (Poniţa).
1. Tortonian; 2. Cristalin; F. falie; f. fosile.

Abb. 5. — Torton aus dem Corbului-Tal (Poniţa).
1. Torton, 2. Kristallin; F. Verwerfung; f, Fossilien.

Mai jos de confluenţă, pe V. Poniţei apar argile nisipoase, cenuşii, gălbui, micacee, peste care stau gresii fine albicioase, cu treceri la gresii grosiere şi microconglomeratice, stratificate. Pe marginea de N a satului marnele sînt foarte fosilifere. Peste ele se aşază gresii fine, albe, dure, stratificate, de asemenea foarte fosilifere conţinînd aceiaşi faună ca şi cea enumerată mai sus. Aici am găsit, în plus, şi un exemplar de *Echinolampas angustipetalus* VADZ. De aici M. PAUCĂ menţionează în 1951 specia *Schizechinus* cf. *hungaricus* LBE. Remarcăm că listele de faune recoltate din împrejurimile Poniţei sînt departe de a fi complete întrucît aceasta este prima listă care se dă de aici.

În continuare spre N, Tortonianul apare sub forma a numeroase petece, unele numai de cîteva sute de metri pătraţi, iar altele de peste 1 km², în dreptul satelor Stîrci şi Şeredei, fiind dispus de asemenea direct peste Cristalin. De la E de Şeredei, calcarul de Leitha a fost exploatat în trecut în numeroase puncte în mici cantităţi pentru prepararea varului. Apare însă şi sub formă de conglomerat cu ciment calcaros.

Institutul Geologic al României

La SE de Zălau, Tortonianul apare în S sub formă de tuf dacitic grosier, iar mai la N de pîrîul de la vechiul poligon de tragere sub formă de marne şi gips, totul fiind strivit şi alunecat, datorită fracturilor.

După o întrerupere de cîţiva kilometri, Tortonianul reapare la E de Ortelec, începînd de pe malul drept al pîrîului Strîmturii, pentru a se dezvolta mult la N de aceasta, atîngînd maximum de dezvoltare în regiunea satului Mirşid. În toată această regiune el constă numai din tuf dacitic alb. Forajul executat în 1962 lîngă biserica din Ortelec, după ce a străbătut marnele ponţiene pînă la adîncimea de 360 m, a intrat într-o alternanţă de tuf dacitic fin şi grosier, micaceu, strivit şi cu oglinzi de fricţiune, datorită prezenţei imediat la E a fracturii Parameseş.

La E de Mirşid, dedesubtul tufului dacitic se constată un conglomerat format pe socoteala Cristalinului din capătul de N al Meseşului. Ca intercalaţii se constată microconglomerate şi nisipuri grosiere (fig. 6).

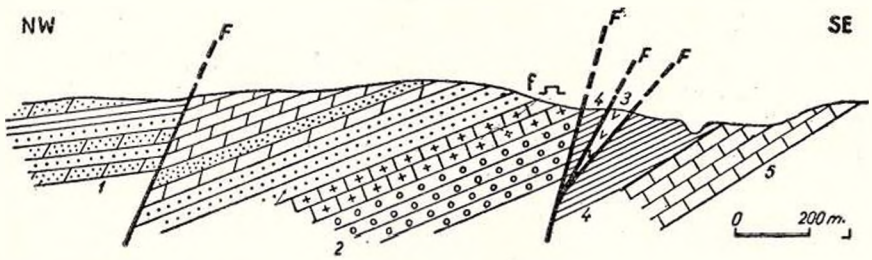


Fig. 6. — Profil pe V. Ferestrăului (Mirşid).

1, Ponţian; 2, Tortonian; 3, 4, gips şi argile paleocene; 5, calcar de Rona (Paleocen); F, falii; f, fosile.

Abb. 6. — Profil im Ferăstrău-Tal (Mirşid).

1, Pont; 2, Torton; 3, 4, Gips und paläozäne Tone; 5, Ronakalkstein (Paläozän), F, Werwerfungen; f, Fossilien.

În continuare spre NE, lăţimea Tortonianului se îngustează în regiunea satului Cuceu. Aici depozitele sale se aşază peste depozitele Eocenului inferior cu gips şi ale Paleocenului argilos de culoare roşie, fiind format la bază din conglomerate cuarţoase, apoi din gresii exploatate într-o carieră, deasupra cărora urmează tuf dacitic, care ia contact printr-o falie cu marnele ponţienc.

Urmărindu-l spre N, conglomeratul dispare la N de satul Cuceu, Tortonianul fiind dezvoltat numai prin tuf dacitic alb cu rare intercalaţii de calcar de Leitha fosilifer (Ostrei şi Pecteni), pînă în apropiere de Benesat. Aici Tortonianul prezintă o dezvoltare litologică variată care a permis lui M. şi CRISTINA DUMITRIU [1]) să-l împartă în patru orizonturi: în bază tufurile grosiere, deasupra cărora se dispun marne cu Globigerine şi cu *Amphistegina*, apoi urmează un al doilea orizont de tuf dacitic grosier, cu intercalaţii de bancuri de calcar cu *Lithothamnium* şi de gresii conglomeratice cu o faună de Lamellibranchiate (*Ostrea*, *Chlamys*, *Pecten*, *Pectun-*

[1]) MIRCEA şi CHRISTINA DUMITRIU 1959. Raport asupra regiunilor Mănău—Benesat—Birsa şi Fărcaşa—Poiana Codrului—Bicău. Arhiva Institutului Geologic.

Institutul Geologic al României

culus, *Corbula*, *Cardita*, *Chama*, *Spondylus*, *Conus*, Hexacoralieri etc.). Orizontul superior al Tortonianului constă aici din gresia cu *Borelis* şi bancuri de gips.

Tortonianul de pe rama sud-vestică este cantonat în regiunea dintre satele Tusa şi Preuteasa. O mică apariţie, alcătuită din tuf şi tufite, se găseşte în dealul Dobrin, pe drumul Ciucea-Tusa. La Tusa, peste Cristalin, Tortonianul începe prin pietriş colţuros, cu stratificaţie torenţială, în care apar şi elemente rotunjite de material eruptiv, fapt care arată existenţa, încă de atunci, a unui rîu care aducea material din interiorul munţilor Apuseni. Peste pietriş în regiunea de la W de sat, urmează tuf dacitic, tufit, nisip, conglomerate şi în sfîrşit calcar de Leitha cu frumoase colonii de *Lithothamnium* sferice, cu diametru de pînă la 10 cm.

Marele număr de fosile cunoscute de aici provine din deschiderile de la E de sat, de pe un mic afluent drept al pîrîului Barcău, de unde provin fosilele determinate succesiv de PAUCĂ (1954), GIVULESCU (1957) şi în sfîrşit de NICORICI (1958, 1961), ultimul determinînd nu mai puţin decît 210 specii, între care predomină Moluştele prin Gasteropode. În plus, citãm prezenţa a două specii de *Dentalium*, *Amphiope bioculata* DESM., *Scutella* sp., *Borelis melo* D'OBR. şi *B. haueri* D'OBR., Briozoare, *Lithothamnium* etc. Tortonianul de aci se continuă spre N, sub o cuvertură de pietriş de piemont pliocen, prin regiunea de la S de satul Sîg, unde constă mai ales din calcar cu *Lithothamnium* cu mult pietriş de Eruptiv bine rulat.

În regiunea satului Preuteasa, Tortonianul apare pe V. Hodobaştina unde acoperă o suprafaţă de mai multe hectare. Depozitele sale s-au format aici într-un relief negativ, tăiat în Cristalin, şi, tot datorită acestui

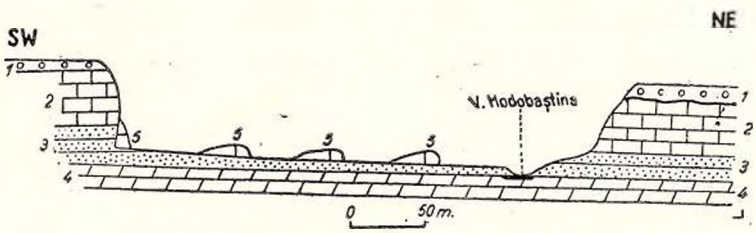


Fig. 7. — Profil prin Tortonianul de pe V. Hodobaştina (Preuteasa).
1, pietriş de piemont; 2 — 3, calcar şi nisip tortonian fosilifere; 4, marnă tortoniană cu lignit; 5, blocuri de calcar alunecate.

Abb. 7. — Profil durch das Torton aus dem Hodobaştina-Tal (Preuteasa).
1, Piedmontschotter; 2, 3, Fossilienführender tortonischer Kalkstein und Sand; 4, Tortonischer Mergel mit Braunkohle; 5, Abgerutsche Kalksteinschollen.

relief, au fost ferite apoi de eroziune. Într-un profil SW—NE pe această vale constatăm că, peste Cristalin, s-a depus mai întîi tuf dacitic (1 m) apoi marnă (2,5 m), ambele cu o dezvoltare locală pe o vale paralelă, situată imediat la W. În sfîrşit, pe V. Hodobaştina s-a constatat, prin puţuri, la bază argilă cu lentile subţiri de lignit lucios (fig. 7).

Deasupra urmează un orizont de nisip gros de 2—3 m, cu foarte frumoase exemplare de *Potamides mitralis* EICHW. şi *Terebralia bi-*

Institutul Geologic al României

dentata var. *lignitarum* EICHW., apoi calcar moale cu aspect tufaceu, puțin nisipos, gros de 5—6 m în malul stîng și numai de 3—4 m în cel drept. Totul este acoperit de un pietriș de cuarț de piemont.

Din versantul stîng, abrupt, s-a putut recolta următoarea faună bogată de Moluște și Echinoizi : *Arca diluvii* LAM., *Tapes* cf. *vetulus* BAST., *Pecten besseri* ANDR., *Pinna pectinata* L. var. *vindobonensis* SACCO, *Ostrea digitalina* DUB., *Lutraria* cf. *oblonga* CHEMN., *Telina* sp., *Laevicardium herculeus* D.G.C., *Cardium* sp., *Venus* cf. *umbonaria* LAM., *Pectunculus* cf. *pilosus* var. *deshayesi*, MAYER, *Cardium edule* L., *Panopea menardi* DESH., *Corbula carinata* DUJ,. *Schizaster eurynotus* AG., *Echinolampas* sp., *Scutella* cf. *vindobonensis* LBE., *Conus* cf. *ponderosus* BROCC., *Turritella* sp., *Nassa duplicata* SOW., *Theodoxus pictus* FÉR., *Teredo norvegica* SPENG. etc. Numărul speciilor este însă mult mai mare, dar recoltarea și determinarea lor întîmpină dificultăți datorită stării de conservare sub formă de mulaje.

La Preuteasa Tortonianul mai apare sub forma unor mici petece de tuf dacitic, uneori și calcar de Leitha fosilifer, chiar pe suprafața ocupată de sat, pe ambele laturi ale Barcăului.

Depozitele tortoniene apar și în legătură cu cele două insule cristaline din interiorul bazinului : Măgura Șimleului și dealul Heghișa de la W de Coșei.

Pe marginea de E a Șimleului Silvaniei, depozitele tortoniene acoperă o suprafață de 2,5 km² pe versantul de W al dealului Rotund și pe drumul ce duce spre Bădăcin. Aici se întîlnește nisip gălbui, fin micaceu și tuf albicios, sfărîmicios, pietriș și tuf bentonitizat. De aici, MÁRTONFY a citat în 1879 un număr de 80 de specii de Moluște, Brachiopode și în plus numeroase microfosile. În 1962, M. RADU și GL. CRAHMALIUC au colectat următoarele specii necunoscute anterior : *Venus multilamella* LAM., *Nucula nucleus* L., *Turritella turris* BAST., *Emarginula cancellata* PHIL., *Ostrea digitalina* DUB., *Corbula gibba* D'ORB., *Cultellus papyraceus scaphoides* ZHIZH., *Turritella* sp., *Cerithium* sp., *Modiolus* sp., *Congeria* sp., *Chlamys* sp. etc. La partea superioară a Tortonianului apare tuf dacitic, bine dezvoltat în dealul Rotund. Tuful este albicios, uneori verzui, poros, casant.

Pe marginile Cristalinului Măgurii Șimleului Tortonianul mai apare în două puncte : la Cehei, unde constă din tuf albicios și calcar sfărîmicios, în care apar exemplare de *Ostrea digitalina* DUB., și pe stînga Crasnei în Dealul Sfînt unde apare calcar cu *Lithothamnium* care conține : *Ostrea digitalina* DUB., *Chlamys elegans* ANDR., *Corbula gibba* OL., *Venus multilamella* LAM., *Turritella bicarinata* EICHW., *Natica catena* DA COSTA var. *helicina* BROCC., Briozoare etc.

Tortonianul de pe Cristalinul dealului Heghișa prezintă o mare dezvoltare mai ales la W și la S de mica insulă de cristalin. Este format din mult tuf dacitic, marne cu gips, puțin conglomerat și calcar de Leitha. În S începe de pe stînga pîrîului Zălau, la Borla de unde se îndreaptă spre N sub forma unei fîșii lată de 8—10 km pînă la N de satele Archid și Chilioara.

Institutul Geologic al României

Conglomeratul se așază pe marginea de W a Cristalinului, constă din cuarț rulat și conține intercalații de nisip gălbui, grosier, micaceu. De la partea lui superioară provin fosilele rău conservate : *Pecten besseri* ANDR., *Pecten* sp., *Chlamys* sp., *Ostrea* sp.

Pe Pîrîul Rău, la N de Coșei, într-o carieră în calcar de Leitha resedimentat, am adunat cîteva fosile : Ostrei, *Lithothamnium*, Hexacoralieri, entroce de Echinoizi, *Pecten* sp., Briozoare etc.; de aici provin și cele cîteva specii citate în lucrările mai vechi (MÁTYÁSOVSZKY — 1889, 1881 și 1882, MATEESCU — 1927 etc).

Sărăcia în fosile din acest sector o atribuim condițiilor biologice vitrege datorită centrelor de erupție existente pe falii, precum și faciesului lagunar în care s-a depus gipsul. Acesta apare sub formă de strate groase de cca 2 m, cristalizat sub formă de indivizi mari în vîrf de lance. La partea superioară a unui banc de gips din cariera de la E de Borla, se poate constata că după ce s-a depus, gipsul a fost erodat pe o dîncime de 0,5 m, iar în șanțul astfel format s-a depus tuf dacitic resedimentat. În acesta am constatat prezența a numeroase impresiuni de frunze, fragmente de insecte, crabi etc. Tuful dacitic e sfărîmicios datorită alterării continentale preponțiene.

În bazinele miocene de la exteriorul arcului carpatic sînt cunoscute încă de acum vre-o 70 de ani depozite de tranziție între sedimentele cu faună tortoniană și cele de vîrstă sarmațiană. Ele au fost separate sub numele de etaj buglovian, întrucît posedă o asociație de specii caracteristică. În Bazinul Silvaniei nu pot fi separate depozite de acest fel, nici faunistic și nici măcar litologic. De altfel Buglovianul nu a fost identificat în niciunul din bazinele de la exteriorul munților Apuseni și nici din întreaga depresiune a Dunării mijlocii. Cauza care a determinat lipsa acestui etaj în regiunea de W a bazinului sarmatic trebuie căutată în îndulcirea crescută a apelor din această regiune periferică.

8. SARMAȚIANUL

Deși apele acestuia au acoperit bazinul în întregime, rocile sale s-au păstrat numai în patru sectoare. Ele acopăr cea mai mare suprafață în colțul de S al depresiunii în regiunea numită Oșteana; s-au păstrat sub formă de mici petece pe marginea de NW a Cristalinului Măgurii Șimleului și pe cea de E a munților Plopiș, iar de curînd au fost descoperite două petece peste depozitele tortoniene de la N de Guruslău.

Fauna sarmațiană din acest bazin, ca și din întreaga depresiune panonică, corespunde numai subetajului inferior, Volhinianului, și cel mult, parțial, celui mijlociu, Basarabianului din bazinele de la exteriorul Carpaților. Acest fapt a produs multă discuție împărțind geologii în două tabere : majoritatea, admițînd continuitatea de sedimentare spre Pliocen, atribuie Sarmațianului superior depozitele din baza Panonianului, în timp ce alții admit existența unei perioade continentale considerînd că apele au evacuat întregul bazin începînd din Sarmațianul mediu pînă în baza Pliocenului, adică inclusiv Meoțianul.

Institutul Geologic al României

Mişcările orogene din faza stirică au fragmentat şi izolat o întinsă suprafaţă, ocupată anterior de marea Paratethys, dînd naştere unei mări interne de proporţii de asemenea foarte mari, marea sarmatică. Datorită ridicării unor creste de munţi embrionari, aparţinînd sistemului alpin într-o fază următoare s-a produs întreruperea comunicaţiilor cu apele calde şi cu salinitate normală, pe care marea Paratethys o realiza între oceanele Atlantic şi Pacific, determinînd în marea sarmatică, devenită izolată, o puternică sărăcire a faunelor prin dispariţia acelor grupe (Corali, Brachiopode, Echinoderme, numeroase Moluşte etc.) care n-au suportat îndulcirea apelor sau care se pot dezvolta numai la temperaturi ridicate, subtropicale. În consecinţă, din luxurianta faună tortoniană, cu caracter subtropical şi mediteranean, a supravieţuit un număr relativ mic de genuri care s-au putut adapta noilor condiţii de viaţă mai puţin favorabile : ape salmastre (15—25 gr/l) şi o temperatură mai scăzută.

Puţinele genuri (*Cerithium*, *Trochus*, *Buccinum*, *Cardium* etc.), care au supravieţuit acestor schimbări, au luat în schimb o mare dezvoltare numerică, dînd naştere unui număr impresionant de genuri noi, de specii şi de varietăţi. Alte genuri : *Pleurotoma*, *Murex*, *Ostrea*, etc. au supravieţuit numai puţin şi sînt rare în depozitele Sarmaţianului inferior în bazinele panonice. În comparaţie cu faunele marine tortoniene, în care speciile posedă o anumită constanţă morfologică — datorită condiţiilor biologice uniformizate prin existenţa curenţilor marini — faunele sarmaţiene au dat mult de lucru paleontologilor, datorită marii lor variabilităţi specifice, care trădează existenţa unor condiţii biologice locale variate, caracteristice fiecărui sector restrîns de mare în parte.

În dezvoltarea litologică a Sarmaţianului din bazinul Silvaniei remarcăm existenţa aceloraşi două faciesuri care se menţin constant în toată Depresiunea panonică. Unul este reprezentat prin calcare lumaşelice şi oolitice, dezvoltat numai peste rocile fundamentului în imediata apropiere a ţărmului, unde apele aveau adîncimi foarte mici. El reprezintă depozite de plajă. Al doilea facies este detritic, constînd din puţine pietrişuri în general cuarţoase şi fine, din nisipuri şi marne. Acest facies este mai puţin fosilifer şi s-a depus la gurile rîurilor, precum şi în larg la oarecare adîncime.

În deschiderile de pe marginile bazinului grosimea Sarmaţianului rămîne sub 100 m., dar creşte mult în forajele de la W de insulele cristaline.

Urmărind dezvoltarea depozitelor sarmaţiene, începînd de la S spre N, trebuie semnalat faptul că majoritatea aflorimentelor din interiorul bazinului, apar pe văi, unde au fost dezvelite prin eroziune. Mai rar, ele se întîlnesc şi pe crestele dealurilor ca martori de eroziune. Suprafaţa din sudul bazinului este cea mai bogată în deschideri cu depozite sarmaţiene. În această ultimă regiune, văile pe care apare Sarmaţianul sînt : V. Poicului şi V. Oştenii cu afluenţii lor, precum şi văile Dobrin, Peştilor, Radului, Cizerului şi Ciungilor, afluenţi ai Barcăului sau care dau naştere văii Crasna.

Sarmaţianul este reperezentat aici prin marne nisipoase, micacee, cenuşii cu Ceriţi, Cardiacee şi Mactre, prin nisipuri gălbui cu stratificaţie neregulată care conţin Ervilii, Cardiacee şi intercalaţii de pietriş. Mai

Institutul Geologic al României

întîlnim gresii microconglomeratice, microconglomerate şi conglomerate cu mulaje de Moluşte. În marnele sarmaţiene întîlnim frecvent resturi de plante incarbonizate care formează uneori chiar lentile de cărbune cu grosimi reduse şi fără importanţă economică.

La N de Ciucea, pe V. Poicului şi afluenţi, Sarmaţianul constă din gresie grosieră, friabilă, cenuşie, cu fragmente de Moluşte mici, precum şi din marne cenuşii nisipoase cu Ervilii, Cardiacee, Ceriţi şi fragmente de lemn incarbonizat. Orientarea lor este NE—SW şi căderea mică spre NW. Sarmaţianul suportă aici pietrişurile şi nisipurile pliocene, care iau contact cu Cristalinul Meseşului.

Pe V. Oştenii şi pe afluenţii ei apar în numeroase deschideri marne nisipoase fine, cu fragmente de Moluşte (probabil Mactre) care alternează cu nisipuri, cu lentile subţiri de pietriş şi uneori cu gresii microconglomeratice cenuşii. Orientarea depozitelor este NW—SE şi înclinarea spre NE.

Pe pîrîul Cionchii, afluent pe stînga al pîrîului Oştenii se găsesc în marne : *Mactra* sp., *Ervilia* sp., *Modiola* sp., *Mohrensternia* sp., precum şi *Cardium* cf. *transcarpaticum* GRISK., iar în gresii şi microconglomerate : *Ervilia podolica* EICHW., *Potamides mitralis* EICHW., *Pirenella picta* DEFR., *P. nodosoplicata* HÖRNES,. *Terebralia lignitarum* EICHW., *Faunus ornatus* DESH., *Neritina picta* FÉR., *Prososthenia zitteli* LÖR., *Hydrobia* sp., *Murex* sp., *Helix* sp. etc. precum şi impresiuni de plante sau fragmente de lemn incarbonizat. Pe afluenţii de pe dreapta văii Oştenii, în special pe V. Bivolilor, marnele sînt subordonate gresiilor microconglomeratice. În acestea se găsesc mulaje de Gasteropode mici, iar din nisipul grosier am putut determina : *Bulla lajonkaeriana* BAST., *B. convoluta* BROCC., *Mohrensternia* sp., *Cardium* sp., *Ervilia* sp.

Pe V. Cizerului, Sarmaţianul foarte bine deschis este format din alternanţe de marne cenuşii, nisipoase, micacee, cu nisipuri cenuşii fosilifere. Din cursul superior al văii se pot aduna : *Cardium* cf. *transcarpaticum* GRISK., *C. litopodolicum* DUB., *C. vindobonense* LASK., *Mactra* sp., *Ervilia podolica* EICHW., *Bulla* cf. *okeni* EICHW., *Cerithium rubiginosum* EICHW., *Buccinum* sp., *Potamides mitralis* (EICHW În cursul inferior al acestei văi predomină nisipuri cu intercalaţii neregulate de pietriş şi strate subţiri de marne. Aici se găsesc *Cardium vindobonense* LASK., *Cardium* sp., *Ervilia* sp., *Pirenella picta* DEFR., *Cerithium rubiginosum* EICHW.

Nisipuri fosilifere cu aceleaşi specii de Moluşte apar pe văile : Sîrbilor, Radului, Peştilor etc. Trebuie să menţionăm că, în apropierea Tortonianului, nisipurile sarmaţiene sînt mai albicioase, conţin material tufaceu şi intercalaţii grezoase tufacee cu mulaje de Moluşte.

Remarcăm lipsa depozitelor sarmaţiene începînd de la Pria spre NE, pe toată marginea bazinului pînă la cristalinul horstului Prisaca, unde Sarmaţianul de asemenea lipseşte. Pliocenul ia contact aici cu Tortonianul printr-o falie, dar Sarmaţianul a fost erodat, întrucît în unele foraje (Crişeni, Ortelec etc.) este necunoscut în timp ce în altele este prezent.

Pe rama munţilor Plopiş Sarmaţianul apare în regiunea satelor Preuteasa, Fizeş, Lazuri, Iaz, Plopiş, Aleuş şi Hălmajd întotdeauna peste Cristalin sau în imediata apropiere a acestuia.

Institutul Geologic al României

La Preuteasa, sînt cunoscute patru petece, fiecare cu o suprafață de numai cîteva zeci de metri pătrați, situate pe curba de nivel de 400 m a dealului Dumbrava. Trei dintre ele constau din calcar lumașelic cu coloniile sferice ale unui briozoar (fig. 8).

La Fizeș Sarmațianul ocupă o suprafață de cca 0,5 km² în jurul dealului Bontei. Fiind așezat și aici pe Cristalin este reprezentat mai ales prin calcar, care a făcut în trecut obiectul exploatărilor pentru prepararea varului. De aici am recoltat : *Cardium lithopodolicum* DUB., *Musculus naviculoides naviculoides* KOLES., *Serpula* sp. și colonii de Briozoare sferice.

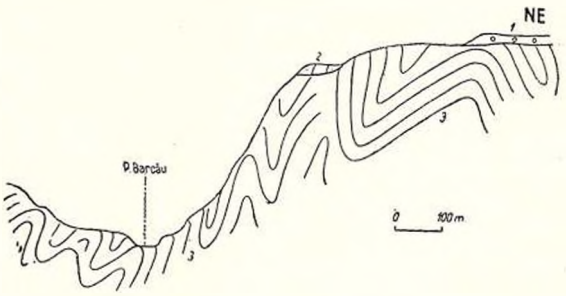


Fig. 8. — Profil de pe V. Barcăului (Preuteasa).
1. pietriș de piemont, 2. calcar lumașelic sarmațian ; 3. Cristalin.
Abb. 8. — Profil aus dem Barcău-Tal (Preuteasa).
1. Piedmontschotter ; 2. Sarmatischer Muschelkalk ; 3. Kristallin.

La Lazuri, pe marginea de W a satului, constatăm prezența a opt petece în general mici, cu excepția unuia care acoperă o suprafață de cca 1000 m². Petecele mici constau din calcar lumașelic, iar cel mare din argile, din marne, puțin microconglomerat și calcar lumașelic. De aici am recoltat *Cerithium* sp., *Cardium* sp. *Ervilia* sp. și *Modiolus* sp.

La Iaz, Sarmațianul apare într-un singur punct pe o suprafață de cca 100 m² pe marginea de SW a satului, într-o rîpă. Constă din argilă și nisip din care s-a recoltat *Cerithium volhynicum* FRIEDB. și *Potamides mitralis* EICHW..

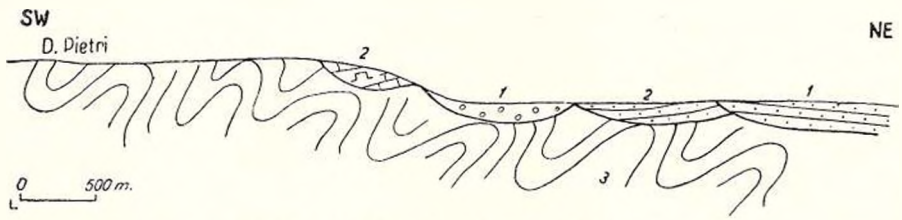


Fig. 9. — Profil de la SW de satul Plopiș.
1. Pontian, 2. Sarmațian, 3. Cristalin.
Abb. 9. — Profil süd-westlich vom Dorf Plopiș.
1. Pont ; 2. Sarmat ; 3. Kristallin.

La S și W de Plopiș, (fig. 9) Sarmațianul apare sub forma a nouă petece cu suprafețe începînd de la cîteva zeci de metri pătrați pînă la peste una mie metri pătrați. Opt dintre ele fiind așezate nemijlocit peste Cristalin, constau din calcar lumașelic și oolitic, în timp ce a noua de pe V. Racoviță constă din marne, gresii și conglomerat.

Institutul Geologic al României

Bazîndu-se pe material paleontologic provenit din regiunea satului Plopiş, recoltat probabil de K. ROTH TELEGD înainte de 1918, G. BETHLEN (1933) determinîndu-l, susţine, fără a fi cunoscut personal regiunea, existenţa întregului Sarmaţian şi continuitatea de sedimentare cu Pliocenul. Prezenţa Sarmaţianului numai sub formă de petece, adesea minuscule, care apar ici-colo înecate în Pliocen, exclude, chiar de la o privire fugară a hărţii geologice, presupusa continuitate de sedimentare.

La Aleuş, constatăm prezenţa a cinci petece de Sarmaţian, patru dintre ele se află pe V. Găii. Aceasta străbate satul dezvelind Cristalinul care avansează spre NE pe o distanţă de 2 km sub forma unui pinten. Al cincilea petec, cu o distanţă numai de 2—3 m², se află în capătul de W al satului, pe drumul de culme ce suie la munte.

Regiunea cea mai de N, în care apare Sarmaţianul pe marginea de E a Cristalinului Plopiş, se află pe marginea de S a satului Hălmajd, unde îl întîlnim sub forma a patru petece dispuse pe Cristalin şi în consecinţă, dezvoltat sub facies de calcar lumaşelic şi oolitic. Aici se întîlneşte în dealul Piciorul Varului, iar apariţia cea mai mare se află pe stînga văii Varului, unde ocupă o suprafaţă de cîteva mii de metri pătraţi, acoperind întreaga creastă a dealului. În capătul de E al acestei apariţii există o carieră din care s-a extras material pentru şoseaua Şimleu-Oradea, precum şi o dolină, singura care a putut fi observată în calcarul de această vîrstă. Aici am recoltat mulaje de *Cerithium*, *Trochus*, *Modiolus*, *Tapes* şi *Cardium*.

Mai departe spre N, Sarmaţianul nu mai este cunoscut pe marginea de E a munţilor Plopiş. El apare abia în sondele de la N de Suplacul de Barcău, unde este situat la adîncimi pînă la 900 m., dovedind puternica scufundare suferită de acea regiune în Pliocen.

În interiorul bazinului, Sarmaţianul apare la zi în legătură cu insulele cristaline ale Măgurii Şimleului şi Heghişei.

La Cehei, concordant peste conglomeratele tortoniene se dispun marne tufacee, albicioase, micacee, cu o bogată faună de Lamellibranchiate: *Cardium transcarpaticum* GRISK., *C.praeplicatum* PAPP, *C. vindobonensis* LASK., *Modiolus* sp. şi fragmente de plante.

La NE de Borla, peste depozitele tortoniene, Sarmaţianul apare sub forma unui petec cu o suprafaţă de cca 200 m, fiind reprezentat prin marne cenuşii, micacee, foarte fosilifere. De aici s-a determinat *Cardium transcarpaticum* GRISK., *Ervilia dissita* EICHW., *Trochus* cf. *planatum* FRIEDB., *Trochus* sp., *Replidacna* sp., *Nassa* sp., precum şi numeroase microfosile. Tot în legătură cu insula miocenă de pe Cristalinul Heghişei, Sarmaţianul mai apare la zi la N de Archid, pe Valea Largă, unde conţine *Cardium plicatum* EICHW.

În forajele executate recent în bazinul de eroziune al Nuşfalăului şi mai la S, Sarmaţianul a fost întîlnit la: Fizeş, Marin, Bănişor, Crasna Valcăul de Jos, Aleuş, Hălmajd, Bozieş, Drighiu şi Nuşfalău, în toate fiind reprezentat prin marne şi nipuri cu puţine microfosile.

Institutul Geologic al României

9. PLIOCENUL

În comparație cu depozitele neogene anterioare, sedimentele pliocene se caracterizează prin marea suprafață pe care o ocupă și prin marea lor grosime, datorită mișcărilor de scufundare continuă în timpul sedimentării ale unor blocuri care alcătuiesc fundamentul. Au fost separate pe baze faunistice și litologice, etajele Ponțian, Dacian și Levantin (?). Fauna marchează îndulcirea totală a apelor. Sărăcia în fosile a unor pachete groase de strate este, în Ponțian, consecința caracterului de mare închisă a apelor (lipsă de curenți verticali care să ducă oxigenul pînă la fund), precum și a erodării depozitelor litorale, singurele în care se dezvoltă o faună bogată. Sărăcia în fosile a Dacianului se datorește faciesului torențial al depozitelor și amestecului de cenușă vulcanică.

Distribuția fragmentară a depozitelor sarmațiene, existența documentelor paleontologice numai pentru orizontul inferior al acestora, contactul permanent transgresiv al Pliocenului peste Tortonian sau peste roci mai vechi, lipsa Sarmațianului din numeroase foraje etc., ne îndreptățesc să ne menținem ferm la părerea noastră anterioară relativ la o îndelungată perioadă continentală preponțiană. Includerea parțială în Sarmațian a depozitelor „panoniene" este în contradicție cu marele salt faunistic de la limita Sarmațian — Pliocen, întrucît nici o specie pliocenă nu poate fi derivată direct din fauna marină sarmațiană. O faună de mamifere locală, care să justifice includerea depozitelor cu Congerii în Sarmațian, lipsește.

BODA (1959) susține ideia continuității de sedimentare din interiorul depresiunii cu numeroase argumente. Nu ne îndoim că va sosi și timpul cînd se vor găsi criteriile care ne vor permite recunoașterea fazei continentale și în regiunile din interiorul depresiunii, după cum, pînă la urmă, s-au găsit criteriile care ne-au permis, de altfel destul de tîrziu, să putem recunoaște lacuna din Sarmațianul și Ponțianul de pe marginile depresiunii, lacună mult timp de asemenea contestată.

Pînă în prezent nu s-a găsit încă explicația pentru ce, în timpul perioadei continentale dintre Sarmațian și Ponțian, eroziunea de pe marginea de est a depresiunii panonice a fost mult mai intensă chiar decît cea actuală dezvelind rocile prepliocene mai adînc ca astăzi și pe suprafețele mult mai mari. Să fi avut ea la dispoziție un timp mai îndelungat decît intervalul Pliocen superior — Holocen, sau era nivelul de bază mai coborît ca cel actual? În ipoteza persistenții apelor în bazin, nivelul de bază ridicat explică greu această eroziune intensă datorită căreia depozitele tortoniene și sarmațiene au fost îndepărtate în mare parte.

În ipoteza continuității de sedimentare nimeni n-a putut lămuri cauzele dispariției bruște și fără urmași a faunei sarmațiene, cînd totuși depresiunea ar fi rămas acoperită de ape permanent, și nici cum a putut fi înlocuită în aceste condiții fauna marină cu fauna panonică de origine mai veche, care se dezvoltase anterior în rîuri, lagune și estuare. Numeroșii geologi, care susțin continuitatea de sedimentare, se mențin într-un cadru cu totul general și nici unul n-a încercat delimitarea acelei suprafețe care a rămas acoperită de ape continuu. Prezența unor mici lacuri relicte de

Institutul Geologic al României

tipul Balatonului actual nu contrazice ideea existenței acelei perioade continentale.

În ipoteza continuității se pune problema ce s-a făcut cu enorma cantitate de săruri pe care le conțineau apele Mării Sarmatice? Acestea n-au dispărut din apele bazinului prin simplă concentrare, întrucît depozitele sarmațiene nu conțin nici un fel de sedimente de precipitare chimică. Gipsul din bazinul Baia Mare, atribuit mai de mult Sarmațianului, a fost dovedit că este de vîrstă tortoniană. S-ar mai putea emite ipoteza că acele săruri au fost înglobate pe încetul în sedimentele sarmațiene. Totuși sedimentele de această vîrstă posedă grosimi relativ reduse și nu conțin nici un fel de săruri, atît nisipurile—din care sărurile au putut fi spălate între timp— cît și mai ales marnele. Dacă îndulcirea apelor ar fi fost un fenomen continuu, atunci cum ne putem explica pragul faunistic existent prin dispariția bruscă a speciilor sarmatice și prin apariția explozivă a Melanopsidelor și Congeriilor care lipsesc din lista faunelor sarmațiene? Existența acestui prag faunistic reiese, între altele, și din afirmația repetată a lui BODA că stratele de tranziție din interiorul depresiunii sînt lipsite de macrofosile, ele conținînd cel mult Ostracode.

Evacuarea completă a apelor sarmatice din bazin explică, prin ridicarea fundului, atît dispariția sărurilor și a faunei salmastre, cît și apariția explozivă a faunei ponțiene care a venit odată cu apele dulci de pe continent.

Întrucît blocul munților Apuseni a prezentat mișcări pe verticală independente, în comparație cu celelalte numeroase blocuri care formau țărmurile mării interioare panonice, iar sedimentele și fauna prezintă varități caracteristice fiecăruia din aceste blocuri, nu se poate aplica și la noi clasificația în opt zone propuse de A. PAPP, pentru bazinul Vienei. Putem totuși constata că zonele C—E sînt prezente.

În timpul Ponțianului apele au posedat o stratificație comparabilă aceleia din Marea Neagră actuală, în sensul că apele adînci fiind stagnante erau bogate în H_2S, în timp ce la suprafață, deci și la țărm, ele posedau cantitatea normală de oxigen. Mai demult noi atribuiam această stratificație unui grad foarte redus de salinitate din apele adînci. Prezența H_2S în apele adînci din timpul Ponțianului nu este legată neapărat de existența mediului salin, ci H_2S se putea dezvolta și din substanțele proteice ale organismelor care trăiau la suprafață, iar după moarte cădeau pe fundurile adînci. Deducem aceasta din marele număr de concrețiuni minuscule de marcasită din marnele ponțiene, care dau mirosul și gustul caracteristic apelor arteziene provenite din Ponțian, precum și temperatura lor mai ridicată decît cea corespunzătoare adîncimii de la care provin.

Apele superficiale trebuie să fi posedat, în unele momente, un oarecare grad de mobilitate, care a permis transportul materialului sedimentar de la mari depărtări. Într-adevăr constatăm că nisipul, cel mai deseori foarte fin, precum și suspensiunile, din care au luat naștere marnele, de vîrstă pliocenă cu caracter de molasă, nu-și trag originea din țărmurile imediat învecinate, ci au o proveniență încă necunoscută, venind probabil din molasa mai veche miocenă a bazinului transilvan, sau chiar din flișul carpatic.

Institutul Geologic al României

Numeroasele specii de Limnocardiacee din depozitele Ponțianului panonic nu sînt o dovadă de existența unui grad oricît de scăzut de salinitate întrucît acestea, în calitate de forme eurihaline, suportau și ape complet îndulcite.

Temperatura apelor era mai ridicată decît cea actuală din regiune iar diferența dintre vară și iarnă mai mică, dovadă cochiliile mari și groase ale unor Melanopside și Congerii. Această temperatură era datorită atît unui climat mai dulce decît cel actual, cît și cu siguranță activității hidrotermale mult mai intense decît astăzi, pe numeroasele fracturi care separau între ele blocurile de fundament din interiorul bazinului sau de pe marginile sale.

Dintre cele trei mari familii de moluște caracteristice Ponțianului panonic (Limnocardiacee, Congerii și Melanopside), ale căror specii alcătuiesc circa 75% din faună, primele sînt singurele care prezintă afinități cu faunele salmastre anterioare. Întrucît însă Limnocardiaceele sînt forme puternic eurihaline, care au trecut în Sarmațianul superior—Meoțian printr-un studiu lacustru, de apă dulce, ele nu pot fi folosite în scopuri stratigrafice. O importanță stratigrafică mai mare o au Congeriile care sînt prezente atît în faciesul litoral, cît și în cel neritic, în timp ce Melanopsidelele prezintă importanța stratigrafică cea mai scăzută, ele fiind cantonate în zona litorală.

Marea diversitate a speciilor de moluște pliocene panonice este consecința unui stadiu de evoluție a faunei în numeroase lacuri prepontiene independente, în care au luat naștere specii diferite. Umplerea depresiunii panonice cu ape dulci în timpul Pliocenului, a permis speciilor astfel formate să capete o mare răspîndire teritorială.

Prezența unor specii de Melanopside și de Congerii, cu talia mare și cochilia groasă în regiunea țărmului mai dovedește că acestea erau specii care trăiau în ape litorale agitate.

Depozitele pliocene se prezintă sub faciesul panonic, caracteristic întregului bazin al Dunării mijlocii, începînd de la Viena pînă la Carpații orientali. Ele au fost sedimentate într-un bazin care reprezenta ultimile rămășițe ale mării Parathethys, un lac cu totul îndulcit și izolat în cea mai mare parte a timpului, de bazinele existente spre S și SE.

După cum este ușor de înțeles, pe o suprafață așa de vastă, depozitele pliocene nu puteau prezenta un facies litologic și paleontologic uniform, ci ele erau influențate puternic de condițiile locale, caracteristice fiecărui bloc în parte, care alcătuiau țărmurile. În consecință, depozitele pliocene sub facies panonic pun o serie de probleme care, cu toate că sînt atacate încă mai bine de 100 de ani, nici pînă acum nu s-a ajuns la soluționarea lor univocă. Dimpotrivă, se pare, că pe măsură ce dispunem de date mai numeroase, problema se complică.

Problema depozitelor pliocene din Depresiunea panonică se punea în primele decenii ale acestui secol numai ca o problemă de nomenclatură, anume dacă este cazul să fie folosită denumirea mai veche de Ponțian sau cea mai nouă de Panonian. Discuțiile aprinse ale geologilor asupra acestei probleme au fost rezumate de ȘT. GÁAL (1938) care înglobează depozitele

Institutul Geologic al României

sarmaţiene Pliocenului şi de St. VITÁLIS (1942) care opinează pentru folosirea denumirei de Ponţian, în timp de denumirea de Panonian trebuie să-şi păstreze înţelesul comprehensiv iniţial, dat de ROTH TELEGD în 1879 de strate cuprinzînd întregul pachet situat între Sarmaţian şi Cuaternar.

În căutarea soluţiei celei mai potrivite pentru rezolvarea acestei probleme dificile, există şi geologi cari, constatînd lipsa documentelor paleontologice pentru existenţa Sarmaţianului superior, aşa cum acesta este înţeles la exteriorul arcului carpatic, propun a se atribui această vîrstă unui pachet din baza stratelor cu congerii. Ei separă astfel un etaj Panonian care ar face tranziţia spre etajul Ponţian s. str. de vîrstă Pliocen-inferioară. Totuşi, puternica discordanţă care poate fi constatată pretutindeni între stratele cu Ceriţi şi cele cu Congerii, nu permite adoptarea acestei soluţii, care putea fi propusă numai într-un timp cînd lucrările de cartare detailată erau încă într-un stadiu iniţial.

După ce un timp îndelungat numeroşi geologi de vază au susţinut cu lux de argumente ideia continuităţii de sedimentare dintre Sarmaţian şi Pliocen pe marginile depresiunii, noi am reuşit să dovedim că faunele mixte, pe care se bazau aceştia, constau în realitate din specii sarmaţiene remaniate în număr de exemplare apreciabil în timpul depunerii Ponţianului. Partizanii acestei concepţii n-au dezarmat însă, ei susţinînd acum existenţa continuităţii de sedimentare numai în interiorul bazinului. Apele şi-ar fi ridicat din nou nivelul în Ponţian, cînd apar cu caracter transgresiv numai pe marginile bazinului.

Continuitatea de sedimentare presupusă de numeroşi geologi în regiunile din interiorul bazinului, precum şi întreruperea acesteia, nu poate fi nici dovedită şi nici contestată cum se obişnuieşte numai pe bază de foraje. Lipsa constantă a fosilelor chiar la nivelul unde bănuim existenţa limitei Sarmaţian—Pliocen, cît şi importantul salt faunistic între aceste două etaje, reprezintă argumente în favoarea întreruperii sedimentării. Continuitatea de sedimentare, admisă timp de decenii pentru regiunile de pe marginile depresiunii Dunării mijlocii, era determinată de prezenţa acelorași fel de roci, marne şi nisipuri în Sarmaţian şi Ponţian, precum şi de alterarea subaeriană a depozitelor sarmaţiene în timpul perioadei continentale preponţiene, alterare care a determinat ca la contactul dintre roca de vîrstă mai veche şi cea de vîrstă mai nouă să nu se poată observa vreo discontinuitate litologică.

Este cazul să se menţioneze că, atît la suprafaţă, cît şi în foraje nu pot fi separate depozite pe care să le atribuim Meoţianului. MATEESCU separă într-adevăr în forajul de la Crişeni un pachet cuprins între 400—488,30 m de marne vinete, uneori micacee şi chiar nisipoase cu *Hydrobia* şi Ostracode, pe care le atribuie cu probabilitate Meoţianului. Unii geologi de mai tîrziu au transformat această probabilitate, fără să aibă vreun argument în plus, în siguranţă. Existenţa Ponţianului şi a Dacianului este asigurată pe baze litologice şi paleontologice. Depozitele pliocene se încheie pe marginile bazinului prin pietrişuri de cristalin puţin rulate în apropierea ramei şi constînd aproape numai din cuarţ bine rulat în interior şi la NW de Măgura Şimleului, material pe care-l atribuim, cu

Institutul Geologic al României

semnul întrebării Levantinului, întrucît ocupă poziții superioare depozitelor precedente, prezintă structură torențială și nu conțin fosile.

Apele pliocene din Depresiunea panonică au stat în legătură temporară cu apele lacurilor de la exteriorul arcului carpatic în fazele lor de transgresiune maximă din Pontian, cînd a avut loc un schimb faunistic redus (cîteva specii de Congerii comune, *Valenciennesius*, specii înrudite de Limnocardiacee). De asemenea constatăm existența unor specii de Unionide, Vivipare, Melanopside etc., de vîrstă levantină, comune pe ambele laturi ale Carpaților.

a) *Pontianul.* Depozitele de această vîrstă posedă cea mai mare răspîndire. Ele ocupă șanțul Zălaului în întregime, unde apar sub forma unei zone late între 15—20 km, avînd direcția NE—SW. Pe marginea de N a bazinului ele se continuă fără nici o întrerupere cu depozitele de aceeași vîrstă din bazinul Baia Mare și numai cercetările geofizice ar putea descoperi o eventuală limită a celor două bazine în fundamentul preneogen.

Pe marginea de SE a bazinului, Pontianul ia contact cel mai adesea cu Tortonianul, dar pe unele distanțe și cu alte formațiuni mai vechi, cum cu este Paleocenul și Eocenul de la W de Ortelec și cu Cristalinul la E de Zălau.

Contactul dintre Pontian și formațiunile mai vechi este reprezentat cel mai adesea prin linii de falie în lungul cărora au avut loc noi prăbușiri cu ocazia trangresiunii pliocene. Nivelul apelor pontiene și depozitele acestuia au depășit faliile în numeroase regiuni în funcție de relieful prepontian, dar de pe aceste suprafețe ele au fost erodate cel mai adeseori.

Pe marginea de SW a bazinului, Pontianul ia contact, cel mai adesea, cu Cristalinul horstului Plopiș și numai în regiunea de S a bazinului depozitele sale acopăr Tortonianul sau Sarmațianul pe mari suprafețe.

Spre deosebire de limitele sale de SE și SW care, fiind de natură tectonică, sînt aproape rectilinii, limita de WNW constă dintr-o linie sinuoasă datorită faptului că Pliocenul prezentînd înclinări numai foarte mici spre W sau NW, depozitele pontiene din șanțul Zălaului se continuă și dincolo de insulele cristaline, pe oarecere distanțe, mai ales în lungul cursurilor de ape principale Barcăul și Crasna, care s-au adîncit cel mai mult, dispărînd în cele din urmă sub depozitele înclinate numai de cîteva grade ale Dacianului.

Întrucît faciesul sub care se prezintă depozitele pontiene nu este constant nici pe orizontală și nici pe verticală, în clasificarea depozitelor sale vom distinge existența a trei orizonturi în șanțul Zălaului și a două orizonturi în regiunea de la W de insulele cristaline. Într-adevăr cele trei insule de cristalin din interiorul bazinului au determinat o variație de facies, datorită faptului că apele unui rîu, care venea din spre S din interiorul munților Apuseni (Paleo-Drăganul), se scurgeau în Pontian spre N prin șanțul Zălaului, pentru a ajunge în bazinul Baia Mare, și nu spre W, după cum am putea fi tentați să admitem pe baza orientării rețelei hidrografice actuale.

Cele trei orizonturi din șanțul Zălaului sînt: unul bazal conglomeratic, unul mediu predominant marnos și altul superior argilo-nisipos,

Institutul Geologic al României

iar cele două orizonturi din regiunea de la W de insulele cristaline constau dintr-un complex inferior grezo-nisipos neproductiv, identificat numai în foraje și unul superior marno-nisipos cu numeroase strate de lignit. Marnele conțin numeroase concrețiuni de marcasită.

Pe rama cristalină și în jurul insulelor cristaline s-a dezvoltat un facies litoral nisipos foarte bogat în fosile (Melanopside, Congerii, Cardiacee etc.) dar acesta a fost erodat în cea mai mare parte în timpul formării depozitelor de piemont de la sfîrșitul Pliocenului. Cel mai bine s-a păstrat în jurul insulei cristaline a Măgurii Șimleului, la Pericei și Giurtelec.

În sedimentele ponțiene, depuse la oarecare depărtare de țărm, fosilele nu sînt distribuite uniform. În timp ce pachete întregi sînt lipsite de macrofosile și numai Ostracodele sînt prezente, anumite nivele cu grosimi centimetrice abundă în exemplarele aceleiași specii. Aceste nivele s-au depus de sigur, în scurtele intervale de timp cînd, printr-o cauză oarecare, apele de la fund erau aerisite. Alteori fosilele din interiorul bazinului apar în intercalații microconglomeratice subțiri, fapt care indică aducerea lor de la țărm de către curenți. De altfel, ele prezintă și urme de transport.

Limitele dintre orizonturi sînt cu totul arbitrare întrucît nu s-a putut constata nicăieri nivele reper sau bancuri caracteristice.

În șantul Zălaului, orizontul superior al Ponțianului a fost depus, în colțul de S al bazinului, sub influența Paleo-Drăganului. La gurile acestuia a fost depusă o alternanță de nisip și pietriș torențial cu o grosime de peste 100 m, în timp ce spre N apele transportau spre bazinul Baia Mare material tot mai fin.

Urmărind acest orizont spre N, constatăm că la nivelul satului Cizer pietrișul încetează. Totuși un număr de deschideri bune, situate în plin bazin, dovedesc existența sedimentației deltaice în tot timpul depunerii orizontului superior, cînd bazinul se umplea treptat, începînd de la S spre N. Lipsa unor strate de lignit exploatabile în șanțul Zălaului se datorește condițiilor biologice defavorabile dezvoltării turbăriilor anume apelor adînci și în continuă mișcare.

La W de insulele cristaline interioare Ponțianul se depunea în condiții diferite, caracterizate prin ape puțin adînci și stagnante care favorizau dezvoltarea turbăriilor și deci a lignitului.

Cîteva deschideri interesante în Ponțian sînt următoarele:

La W de Ip, pe V. Minei, constatăm predominarea argilelor cenușii, gălbui prin alterare, cu concrețiuni calcaroase diagenetice. Într-o deschidere constatăm următoarea succesiune: în bază argilă cenușie șistoasă, cu grosime necunoscută, apoi 0,5 m lignit cafeniu foios, cu aspect aproape disodilic datorită alterării; urmează 1 m argilă cenușie foarte bogată în *Melanopsis sturi* FUCHS și *Congeria* cf. *amygdaloides* DEMK.; din nou lignit negru de 0,3 m ceva mai compact, iar la partea superioară argilă cenușie cu cristale de gips. În halda de aici se găsește un mare număr de *Melania* (*Brotia*) *escheri* BRONGT: fosil care se întîlnește în numeroase alte puncte ale bazinului (Suplacul de Barcău, Bobota, Sărmășag etc.) în preajma stratelor de lignit.

Institutul Geologic al României

La Zăuan, pe marginiea de N a satului, apare un sol nisipos format din material fin gălbui, cu concreţiuni calcaroase diagenetice. Cu toate că roca este foarte puţin cimentată, este destul de rezistentă astfel că pot fi săpate în ea pivniţe. La gurile acestora, dintr-un nisip galben cu intercalaţii cărămizii, se poate recolta *Melanopsis sturi* FUCHS, *M. vindobonesis* FUCHS şi *Congeria* sp. Structura torenţială este pusă în evidenţă prin galeţi de marne cu formă discoidală şi cu dimensiuni de 2—6 cm.

Sedimentaţia deltaică se poate constata în bune condiţiuni în cariera mică de la N de Nuşfalău situată la E de şaua prin care calea ferată şi şoseaua trec din V. Barcăului în drum spre Şimleul Silvaniei. Aici predomină nisip fin, torenţial cu numeroase fragmente mici de Congerii şi de Melanopside sparte, datorită transportului, dintre care am determinat *Melanopsis vindobonensis* FUCHS.

La W de Plopiş, într-un ogaş pe stînga văii Crucii depozitele ponţiene deltaice sînt deschise pe o grosime de aproape 50 m. În bază apar argile nisipoase cu o grosime de cca 3 m, urmează un strat gros de 2 m de pietriş bine rulat format pe socoteala Cristalinului, dar conţinînd şi mult material eruptiv provenit din Vlădeasa. Deasupra acestuia se aşază nisip fin în alternanţă torenţială cu nisip grosier, pe o grosime de 5 m. Urmează o alternanţă de nisip cu pietriş în strate torenţiale, totul cu o grosime de cca 10 m, pînă la un strat de pietriş grosier, gros de 1 m, cu mult material eruptiv. Deasupra constatăm o alternanţă în care predomină nisip de diferite granulaţii, cu argile nisipoase, dar şi slabe intercalaţii de pietriş, totul avînd o grosime de cca 10 m şi care este acoperită de argilă cu o grosime de cca 0,5 m. La partea superioară constatăm prezenţa unui strat format din pietriş de Cristalin cu mult Eruptiv, cu structură torenţială şi o grosime de cca 4 m, acoperit la rîndul său de nisip argilos, micaceu, cu care se încheie sedimentarea Ponţianului. La rîndul său acesta este acoperit cu material de piemont (Levantin?), format numai din material de cristalin, cu o grosime de cca 8 m.

În acest complex, n-am reuşit să găsesc fosile, dar acestea au fost întîlnite într-o succesiune asemănătoare numai la 1 km mai spre N, într-o rîpă împădurită de curînd, care se varsă în V. Luşor, ceva mai sus de biserica din Plopiş. Aici am găsit impresiuni de Limocardiacee.

Faciesul deltaic apare dezvoltat cel mai clar în colţul de S al bazinului, la S de Cizer, unde constă dintr-o alternanţă de nisip micaceu cu granulaţie medie şi pietriş cu dimensiuni începînd de la cele mai fine pînă la 25 cm.

Pînă acum materialul torenţial din colţul de S al bazinului era atribuit fie Cuaternarului (harta 1 : 500.000), fie stratelor de Cîndeşti (MATEESCU). În 1962, A. CLEMENS a reuşit să descopere pe versantul drept al văii Crucii, afluentă pe dreapta a văii Boului la S de Cizer, din nisipuri fine cîteva exemplare de *Congeria partschi* CZJŽEK. şi *C. marcovici* BRUS., care indică vîrsta ponţiană a pietrişurilor.

În capătul de S al satului Crasna la fabrica de cărămidă, constatăm următoarea succesiune, începînd de la bază: argilă masivă, slab nisi-

Institutul Geologic al României

poasă, cenușie de cca 3 m, alternanță de argilă și nisip în strate cu grosime variată (1 m), nisip fin galben cu o grosime de 3 m, avînd concrețiuni sferice, argilă nisipoasă cenușie de 1 m și apoi argilă alterată gălbuie. Mai sus, în afară de carieră, terenul în pantă este alunecat întrucît nisipurile care predomină, posedă numeroase intercalații de argilă. În acest teren alunecat de deasupra carierii se găsesc rari fragmente de Congerii.

Crestele de dealuri secundare cu direcția aproximativ E—W, care coboară din creasta principală a Meseșului, prezintă o ruptură de pantă evidentă de îndată ce intră în depozitele neogene. Acestea sînt reprezentate prin Pontian, iar adeseori culmile sînt ocupate de pietriș de piemont. Împrejurimile orașului Zălau posedă numeroase deschideri care au fost cercetate de geologi în repetate rînduri, începînd cu HOFMANN și MÁTYÁSOVSZKY pînă la S. PAPP și MATEESCU care au citat numeroase specii de Congerii, Hidrobii, Limnocardiacee, Neritine etc.

Pe marginea de S a satului Crișeni, există o carieră mică în nisip fin cu alternanțe subțiri de argilă, nefosilifere, în care structura deltaică este clară, întrucît după ce s-a depus un strat subțire de nisip fin de un curent cu o anumită direcție, acest strat a fost erodat parțial pe el depunîndu-se o intercalație de argilă nisipoasă și apoi din nou nisip fin de către un curent cu o altă direcție. Tot la Crișeni, în livezile de pe marginea de N a satului, în cariera înaltă de cca 5 m, cu nisip ceva mai grosier, structura torențială este pusă bine în evidență prin numeroși galeți discoidali de marnă, cu un diametru de 5—15 cm și o grosime de 2—5 cm.

La W de Crișeni, în jurul cătunului Oaia, apar fosile ponțiene strivite în nisip și pietriș torențial, iar în Dealul Mare, de la SE de Hereclean S. PAPP a recoltat: *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, *M. pygmaea* PARTSCH, *M. bouéi* FÉR., *Congeria partschi* CŽJŽEK și diferite Limnocardiacee.

O deschidere instructivă asupra înfățișării Ponțianului întîlnim în capătul de W a satului Mirșid, pe stînga văii principale a satului în cariera din D. Dumbrava. Aici Ponțianul constă din bancuri de nisip micaceu foarte puțin cimentat, groase de 1—2,5 m, care alternează cu orizonturi de argilă cu o grosime numai de 15—20 cm. Nisipul prezintă structură torențială, pusă în evidență prin numeroși galeți discoidali de tuf dacitic și de marne lungi de 5—10 cm, aduși de curenți. Interesul mare pe care îl prezintă însă această deschidere este prezența unei falii cu o săritură de peste 2 m, avînd direcția NE—SW, deci paralelă cu rama bazinului și cu aripa de W (din spre interiorul bazinului) scufundată.

Cu toate că bănuim că Pliocenul este străbătut de foarte numeroase falii cu sărituri în general mici, acestea sînt vizibile numai rareori datorită lipsei unor deschideri proaspete și a unor orizonturi-reper.

Nu mai puțin interesantă este deschiderea de lîngă șoseaua Zălau-Cehul Silvaniei, la confluența văii Sălajului cu V. Verveghiului. Aici găsim o carieră cu nisip situată lîngă o fîntînă cu apa slab mineralizată. Cam la 1,5 m de la baza acestei cariere constatăm prezența unui orizont

Institutul Geologic al României

gros de peste 1 m de nisip torențial care conține un număr neobișnuit de mare de galeți de argilă cu dimensiuni de 2—10 cm, aduși de torenți și depuși în dezordine. Acest material înclină cîteva grade spre SW, ceea ce indică o direcție a curenților de apă din spre SE. Din această deschidere am adunat cîteva exemplare de *Dreissensia* cf. *eichwaldi* var. *simulans* ANDR. (fig. 10).

Depozitele ponțiene mai pot fi examinate bine în cariera de nisip din capătul de E al satului Șoimuș, de lîngă drumul ce duce la Jibou, în care distingem trei pachete de strate. Pachetul inferior cu o grosime care nu poate fi constatată din cauza dărîmăturilor, constă din strate de nisip torențial, groase de 50—60 cm în alternanță cu strate de argilă, groase numai de 20—30 cm. Urmează un pachet de nisip cu intercalații centimetrice de argilă, totul avînd o grosime de cca 1,5 m. Acest pachet se caracterizează printr-o ondulare slabă, făcînd impresia unor slabe anticlinale și sinclinale, care în realitate sînt datorite alunecărilor subacuatice. În aceste nisipuri întîlnim și puțini galeți mici de argilă. Pachetul superior constă dintr-o alternanță de marne groasă de 20—30 cm, cu nisip în strate ceva mai groase, totul fiind paralel cu depozitele pachetului din bază. Poziția stratelor este N 15 E/8—12 NW. Granulația nisipului de aici este evident mai mare în comparație cu aceea a nisipului din interiorul bazinului. Ca fosile am găsit fragmente de *Congeria* sp. și impresiuni de frunze (fig. 11).

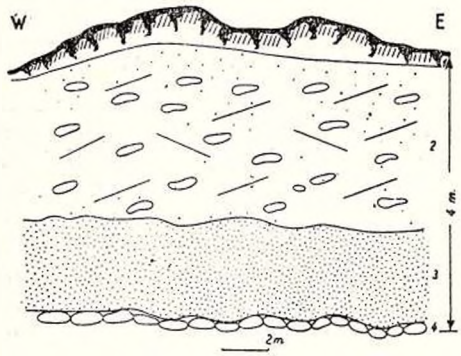


Fig. 10. — Cariera în Ponțianul de la gura P. Verveghiu.

1, sol; 2, nisip torențial cu galeți de marnă; 3, nisip slab cimentat; 4, blocuri căzute.

Abb. 10. — Steinburch im Pont an der Mündung des Flusses Verveghiu.

1, Boden, 2, Wildfussand mit Mergelgeröll; 3, Schwach verkitteter Sand; 4, abgerutschte Schollen.

Între deschiderile din Ponțian este cazul să mai descriem una care se află în axul bazinului, reprezentînd astfel depozitele cele mai tinere de

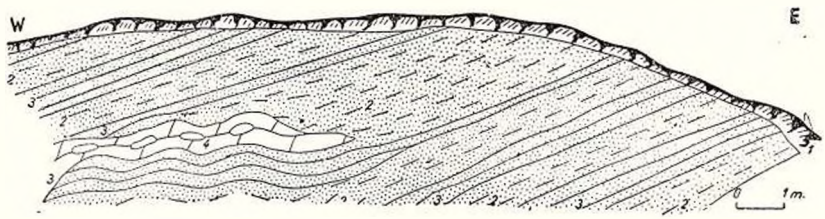


Fig. 11. — Profil în cariera de la E de Șoimuș, lîngă șosea (Ponțian).

1, sol; 2, nisip stratificat; 3, nisip argilos; 4, nisip cu galeți de marnă.

Abb. 11. — Profil im Steinburch östlich von Șoimuș, neben der Landstrasse.

1, Ackerboden; 2, Geschichteter Sand; 3, Toniger Sand; 4, Sand mit Mergelgeröll.

Institutul Geologic al României

această vîrstă. Este vorba de cariera de nisip de pe marginea de N a orașului Cehul Silvaniei, examinată și de HOFMANN cu 85 de ani în urmă. Aici constatăm o alternanță de nisip în strate groase de la 10—50 cm, de culoare gălbuie, depuse cel mai adesea în ape liniștite, dar uneori cu structură torențială și conținînd fosile. De aici HOFMANN a determinat în 1878, următoarele specii : *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, *M. bouéi* FÉR., *M. sturi* FUCHS, *M. pygmaea* PARTSCH, *Congeria subglobosa* PARTSCH și *C. spatulata* PARTSCH. În plus, noi am găsit fragmente de *Unio* sp.

Dintre deschiderile frumoase întîlnite pe marginea Cristalinului ramei sau a insulelor interne una deosebit de interesantă este cariera de pietriș de la Port, situată chiar lîngă șosea. Materialul, provenit în întregime din Cristalin, este bine rulat. Pietrișurile posedă o grosime totală de minimum 15 m, iar baza nu li se vede. Ele constau din depozite torențiale cu direcția E—W și cu înclinări de 10°—15° spre N. În acest complex se întîlnesc exemplare întregi de Melanopside (speciile *fossilis* și *vindobonensis*), precum și fragmente de Congerii mari. Modul lor de prezentare arată că cochiile au fost aduse din alte regiuni. Specii cu cochilia mică lipsesc și nici n-ar fi putut rezista în ape cu o putere de transport așa de mare.

La Pericei, lîngă Șimleul Silvaniei, Pontianul apare foarte fosilifer. Fosilele apar pe marginea de N a satului în dealurile Steaua și Dioș, într-un complex de nisip grosier și pietriș fin de Cristalin, intercalate nisipului fin, caracteristic Pontianului regiunilor de la interiorul bazinului. După modul de prezentare al fosilelor (predominarea exemplarelor cu talie mare, valve izolate și corodate) și a depozitelor grosiere care le adăpostesc, trebuie să admitem că fauna n-a trăit pe loc, ci a fost adusă de curenți nu de departe din spre W, de pe țărmul insulei cristaline pe care o reprezintă Măgura Șimleului, într-o fază de coborîre a apelor (sau de ridicare a horstului Măgurii).

Asemenea oscilații ale nivelului apelor au mai putut fi constatate de noi și în bazinul Baia Mare, pe marginea de E a insulei cristaline a Făgetului, la Oarța de Sus, unde se poate constata o ușoară discordanță intrapontiană, suprafața de discordanță fiind marcată prin aglomerare de cochilii.

De la N de Pericei, LÖRENTHEY a determinat următoarele 25 specii de Moluște : *Congeria subglobosa* PARTSCH, *C. partschi* CZJŽEK, două specii diferite de alte Congerii, *Limnocardium hantkeni* FUCHS, *L. desertum* STOL., *L. tenue* FUCHS, *Limnocardium* sp. (patru specii diferite), *Unio atavus* PARTSCH, *Melanopsis* (*Martinia*) *martiniana* FÉR., *M. vindobonensis* FUCHS, *M.* (*Canthiodomus*) *bouéi* FÉR., *M.* (*Homalia*) *pygmaea* PARTSCH, *M.* (*Martinia*) *spiralis* HANDM., *M.* (*Homalia*) *pyrula* HANDM., *M.* (*Hyphantria*) cf. *triata* HANDM., *Melania kochi* FUCHS, *Bythinella* cf. *cylindrica* PARR., *Hydrobia* cf. *seemanni* FRNFLD., *Planorbis micromphalus* FUCHS, *Neritina crenulata* KLEIN, și *Neritina* sp. LÖRENTHEY (1893) atribuie faunei vîrsta pontian-superioară, determinare care corespunde situației reale.

Institutul Geologic al României

De pe marginea de E a Şimleului, în punctul numit Mal, LÖRENTHEY a determinat o faună asemănătoare, compusă din următoarele 26 specii : *Congeria schmidti* LÖR., *C. partschi* ČŽJŽEK, *C. clavaeformis* FUCHS, *C. pseudoauricularis* LÖR., *C. mártonfyi* LÖR., *Congeria* sp., *Limnocardium carinatum* DESH., *L. solitarium* KRAUSS, *Limnocardium* sp., *Melanopsis martiniana* FÉR., *M. impressa* KRAUSS, *M. bouéi* FÉR., *M. defensa* var. *triochiformis* FUCHS, *M. vindobonensis* FUCHS, *M. striata* HANDM., *Melanopsis* sp. (2 specii), *Hydrobia spiralis* FRNFLD., *Hydrobia* sp., *Bythinella* (*Frauenfeldia*) *minutissima* SCHMIDT, *B.* (*Fr.*) cfr. *alpestris* CLESSIN, *Bythinella* sp., *Cyclostoma* (?) *minima* LÖR., *Planorbis micromphalus* FUCHS, *Pl. varians* FUCHS, precum şi Ostracode. Interesant de remarcat este că MÁRTONFY, care a determinat de aici o faună încă din 1879, a mai recoltat din acest punct şi două exemplare de *Cerithium pictum* BAST. precum şi *Ervilia podolica* EICHW., remaniate desigur din Sarmaţian, care totuşi astăzi nu mai este cunoscut din imediată apropiere.

În partea de NE a Cristalinului Măgurii Şimleului se dezvoltă un facies nisipos cu caracter litoral. El conţine pietrişuri şi gresii bine cimentate dispuse peste depozite danian-paleocene în facies argilos de culoare verde violacee sau chiar peste Cristalinul Măgurii. Aceste depozite se întîlnesc la S de satul Giurtelec şi ocupă regiunile cele mai înalte ale dealurilor Calului, la Piatră, Sub vii şi Giurgău, unde gresia se exploatează. De aici, GL. CRAHMALIUC şi M. RADU au determinat : *Melanopsis martiniana* FÉR., *Congeria spathulata praebalatonica* SAUREZ, *Congeria* sp., *Limnocardium* sp. şi urme de plante (fig. 12).

Fosile ponţiene se mai cunosc din numeroase alte localităţi : Gîrcei, Fizeş, Domnin, Fetindia, Ban, Doba etc., din fiecare însă în număr redus. Predomină Congeriile cu *C. amygdaloides* DEMK., *C. szigmondyi* HALAV., *C. banatica* HÖRN., *C. rhomboidea* HÖRN., apoi Limnocardiaceele cu *L. secans* FUCHS, *L. aperum* HÖRN. şi *Limnocardium* sp., *Dreissena* sp., *Unio atavus* PARTSCH, etc.

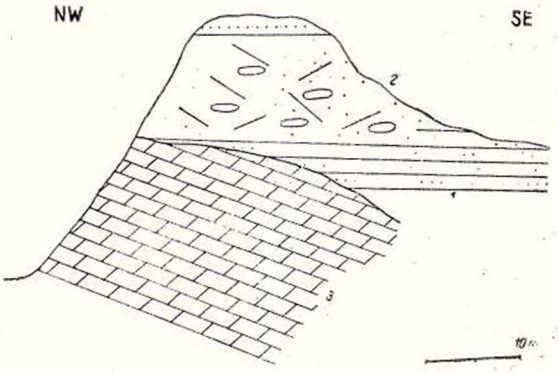


Fig. 12. — Ponţianul din dealul „la Piatra" (Giurtelec).
1, nisip şi gresie ; 2, microconglomerat torenţial cu galeţi de Paleocen ; 3, argile roşii paleocene.

Abb. 12. — Pont aus dem Hügel „la Piatra" (Giurtelec).
1, Sand und Sandstein ; 2, Wildflussmikrokonglomerat mit paläozänem Geröll ; 3, Paläozäne rote Tone.

Ponţianul este bogat în fosile şi la W de insulele cristaline din interior. Astfel de la Cristelec, pe versantul de NE al dealului Copăcelul, din nisip gălbui, fin, micaceu GL. CRAHMALIUC şi M. RADU au determinat : *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, *M. martiniana* FÉR., *M. pygmaea* HÖRN., *Congeria subglobosa* PARTSCH, *Limnocardium* sp.

Institutul Geologic al României

De la Doh se cunosc : *Melanopsis austriaca* HANDM., *M. martiniana* FÉR., *M. bouéi affinis* HANDM., *Melanopsis* sp., *Congeria subglobosa* PARTSCH, *C.* cf. *czjžeki* HÖRN., *Dreissena polymorpha* PALL., *Cardium* sp., *Limnocardium humilicostatum* JEK. etc.

Pe V. Carastelecului, lîngă şoseaua ce duce la Şimleul Silvaniei, în aceleaşi nisipuri fine, micacee, feruginoase s-au recoltat : *Melanopsis pygmaea* HÖRN., *M. bouéi sturi* FUCHS, *M. austriaca* HANDM., *M. vindobonensis* FUCHS, *M. bouéi affinis* HANDM., *Melanopsis* sp., *Dreissena caspia* JARK., *D. polymorpha* PALL., *Congeria partschi* CŽJŽEK, *C. marcovići* BRUS., *C. panticapaea* AKM., *Limnocardium brunnense* (HÖRN.) ANDR., *Unio* sp.

În cuprinsul acestei zone Ponţianul prezintă oarecari variaţii litologice. Astfel, pe V. Mălădia el apare sub un facies psamitic, desigur datorită influenţei insulei cristaline a Măgurii Şimleului. Aici, într-un pachet de marne cenuşii-albăstruie, roşcate prin alterare, stratificate, cu concreţiuni calcaroase şi cu spărtură concoidală, apar următoarele fosile : *Congeria marcovići* BRUS., *C. panticapaea* AKM., *C.* aff. *czjžeki* HÖRN., *C. szigmondyi* HANDM., *C. partschi* CŽJ., *Limnocardium humilicostatum* JEK., *Limnocardium* sp., *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, *M. austriaca* HANDM., *M. bouéi affinis* HANDM.

La Sărmăşag, la intrarea în tunelul exploatării miniere, apar nisipuri gălbui, fine, micacee, din care GL. CRAHMALIUC a recoltat numeroase exemplare de *Brotia vásárhelyi* HANT., *Melanopsis pygmaea* HÖRN., *M. austriaca* HAND., *M. vindobonensis* FUCHS, *Dreissena polymorpha* PALL., *Congeria* sp.

Mai sus de Giurtelec, pe versantul de SW al dealului Acastaulorii, în acelaşi material ca la Sărmăşag care conţine concreţiuni şi cruste calcaroase, apar : *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, *M. martiniana* FÉR., *Congeria partschi* CŽJ., *C. subglobosa* PARTSCH, *Congeria* sp., *Limnocardium humilicostatum* JEK., *L. conjugens* PARTSCH, *Limnocardium* sp.

De pe marginea de NE a satului Bădăcin E. LOBONŢIU [1]) mă informează despre prezenţa în marne cenuşii a gasteropodului *Valenciennius*, acesta fiind singurul punct din care ne este cunoscut în bazinul Silvaniei.

De la Chiejd, SW de sat, din nisipuri şi marne nisipoase GL. CRAHMALIUC şi M. RADU [2]) au determinat *Dreissena polymorpha fluviatilis* PALL., *D. polymorpha occidentalis* PALL., *Congeria zsigmondyi* HAND., *Congeria* sp., *Melanopsis austriaca* HAND., *M. bouéi sturi* FUCHS, *Neritina* sp.

De la Nadişul Hododului, CRAHMALIUC a recoltat : *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, *M. martiniana* FÉR., *M. bouéi affinis* HAND., *M. stricturata* BRUS.

La SW de Ser, marnele gălbui, nisipoase, micacee, cu concreţiuni calcaroase, conţin următoarea bogată faună : *Melanopsis vindobonensis* FUCHS, *M. handmani* PARTSCH, *M. martiniana* FÉR., *M. pygmaea* HOERN., *M. structurata* BRUS., *M. bouéi multicostata* HAND., *Congeria*

[1]) Comunicare verbală.

[2]) Op. cit. p. 47.

Institutul Geologic al României

zsigmondyi HAND., *Congeria marcovići* BRUS., *C. subglobosa* PARTSCH, *Limnocardium humilicostatum* PARTSCH., *L. conjungens* PARTSCH, *L. carnutium* HOERN., *L. haueri* HÖRN., *L. inflatum* JEK., *Dreissena polymorpha* PALL.

Referindu-ne la orizontarea Panonianului propusă de STRAUSZ (1941, 1942), faunele ponțiene determinate de noi reprezintă toate cele patru orizonturi ale sale, deci orizonturile cu *Congeria banatica* și cu *C. partschi* (= Panonian inferior) și orizonturile cu *C. ungula caprae* și cu *C. balatonica* (= Panonian superior), deși ultimele două specii nu apar la noi, ci sînt reprezentate prin specii vicariante. Nu sîntem însă de acord cu atribuirea *C. banatica* la Meoțian, întrucît această specie apare la noi pînă la sfîrșitul Ponțianului. În concluzie sîntem de părere că, în condițiile ecologice caracteristice mării Panonice, este hazardat să stabilim o orizontare amănunțită bazîndu-ne nu numai pe specii izolate, dar chiar și pe unele complexe faunistice, întrucît speciile litorale dispărute în unele regiuni au putut supraviețui, în calitate de relicte, în alte regiuni ale bazinului.

Grosimea Ponțianului variază în limite mari (100 la 800 m) în funcție de viteza de scufundare a blocurilor din fundament și de eroziune.

b) *Dacianul.* În continuitate de sedimentare cu Ponțianul se dispune, la W de insulele cristaline interne, un complex predominant grezos căruia îi atribuim, pe bază de caractere petrografice și faunistice, vîrsta daciană. După încetarea sedimentării complexului nisipo-argilos, care conține stratele de lignit și este caracterizat printr-o faună destul de variată de Melanopside, Congerii și Limnocardiacee, precum și prin lipsa materialului de origină vulcanică, începe a fi depus un complex predominant grezos cu intercalațiuni de microconglomerate și de material vulcanic (fig. 18), care conține o faună cu totul diferită, caracterizată prin prezența Unionidelor costate de talie mare, a Viviparelor, Valvatelor etc. Cele două complexe petrografice și faunistice au luat naștere în condițiuni de sedimentare cu totul diferite, datorite schimbărilor care s-au produs în evoluția geologică a regiunii, astfel că chiar dacă le-am atribui alte vîrste decît cea ponțiană și daciană, totuși sîntem obligați ca între ele să tragem o linie de delimitare. Dacianul reprezintă faza de retragere a apelor din regiunea situată la W de insulele cristaline, întrucît apele din șanțul Zălaului se retrăseseră încă de la sfîrșitul Ponțianului.

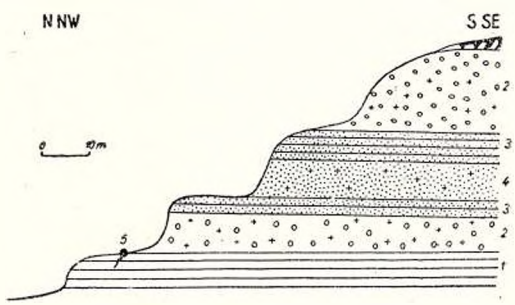


Fig. 13. — Profil prin Dacianul de la SE de Cehal.
1, argilă; 2, microconglomerat cu ciment tufaceu vulcanic; 3, gresie; 4, nisip cu material eruptiv.

Abb. 13. — Profil durch die Daz süd-östlich von Cehal.
1, Ton; 2, Mikrokonglomerat mit vulkanischem tuffartigen Bindemittel; 3, Sandstein; 4, Sand mit eruptivem Material.

Institutul Geologic al României

Folosind aceste criterii putem trasa limita Ponțian-Dacian ca o linie în zigzag care trece prin regiunile satelor : Camăr, Dumușlău, Zalnoc, Bobota, Sărmășag, Derșida, Chiejd, Corund, Ciuta și Corni. Mai spre N Dacianul ia contact direct cu Cristalinul munților Făget, apărînd în regiunea satelor Soconzel, Cuța, Hodișa și Bolda de sub depozitele levantine, în facies de piemont.

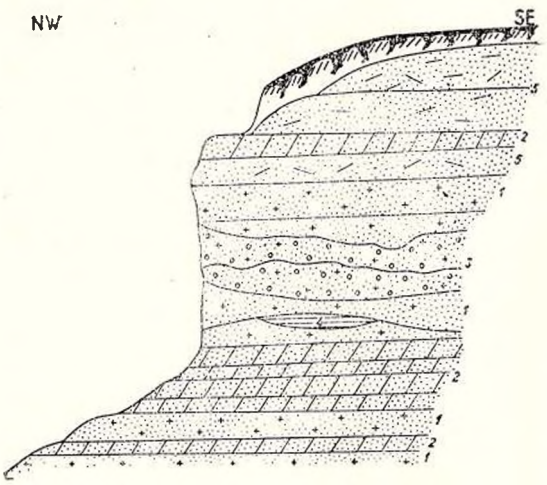


Fig. 14. — Profil prin cariera de la SE de Derșida (Dacien).

1, nisip argilos cu material vulcanic; 2, marnă nisipoasă; 3, microconglomerat cu ciment de material vulcanic și cu concrețiuni 4, lentilă de argilă; 5, nisip torențial;

Abb. 14. — Profil durch den Steinbruch süd-östlich von Derșida (Daz).

1, Toniger Sand mit vulkanischem Material; 2, Sandiger Mergel; 3, Mikrokonglomerat mit Bindemittel aus vulkanischen Material und Konkretionen; 4, Mergellinsen; 5, Wildflussand.

Depozitele daciene posedă în bază un pachet de gresii grosiere, cenușii-gălbui, cu intercalații de marne cenușii-albicioase, tufacee, nestratificate, tufite și nisipuri cenușii-verzui sau roșcate, datorită prezenței oxizilor de fier. Nisipul prezintă structură torențială, conținînd nivele de pietriș mărunt și bine rulat cu grosimi pînă la 1 m. Deasupra acestor gresii se cunoaște la NW de Sărmășag, cu o dezvoltare locală, un banc de nisipuri cu intercalațiuni concreționare elipsoidale grezoase, precum și cu lentile de argile albăstrui (fig. 14).

Depozitele daciene, posedă înclinări de numai 4-5° care mulează minimul gravimetric Șimleul Silvaniei-Supur, astfel că la E de acesta înclină spre NE, iar la W spre NW.

Deschiderile cele mai frumoase în care poate fi cercetat Dacianul, se găsesc în regiunea satului Derșida, pe versantul drept al pîrîului Crasna. Aici s-au găsit puncte fosilifere pe V. Peșterii și în Dealul Mare. Din complexul de gresie PAUCĂ (1954) a determinat *Unio wetzleri flabeliformis* DUNK., iar MAXIM și GHIURCĂ (1960) următoarea faună : *Planorbarius thiolieri* MICH., *Planorbis cornu* BRONGT., *Melanopsis* aff. *handmani* TINNYE, *M. bouei multicostata* HANDM., *Limnea* cf. nov. f. LOR., *Limneus bouilleti* MICH., *L.* aff. *subpalustris* TOMAE,. *L.* (*Radix*) cf. *optusissima* DESH., *Valvata* (*Valvata*) *šulekiana* BRUS., *Lithoglyphus acutus decipiens* BRUS., *Viviparus sadleri* PARTSCH, *Cepaea vindobonensis* PFEIFFER, *Unio crassus* PHIL., căreia îi atribuie o vîrstă dacianã.

Din același complex de roci, de pe V. Rîturilor la Zalnoc GL. CRAHMALIUC și M. RADU au recoltat o bogată faună, reprezentată prin :

Institutul Geologic al României

Viviparus sadleri PARTSCH (frecvent), *Viviparus* sp., *Valvata piscinalis* MÜLLER, *Valvata* sp.

Grosimea depozitelor daciene o apreciem la cca 300 m, pe baza datelor de foraje executate în regiunea cuprinsă între Mărghita şi N de Sărmăşag.

c) *Levantinul* (?). Începînd adesea chiar pe de rama cristalină a bazinului şi continuîndu-se spre interiorul acestuia constatăm frecvent existenţa unor pietrişuri de cuarţ care acopăr culmile dealurilor de la înălţimi de cca 400 m, în timp ce în bazin ele coboară pînă la cca 200 m. Insulele cristaline a Măgurii Şimleului şi Făgetului au dat şi ele naştere unor asemenea pietrişuri pe marginile lor de W sau NW. Pietrişul este de provenienţă cristalină, uneori este sortat constînd numai din cuarţ alb hidrotermal, bine rotunjit, în timp ce alteori provenienţa lor din Cristalinul imediat învecinat este evidentă.

Grosimea acestui pietriş este variabilă, de la cîţiva metri pînă la cîteva zeci şi posibil chiar pînă la 100 m. Întrucît el nu este cimentat, ca urmare a eroziunii care a dat naştere reliefului, în decursul timpului pietrişul a curs pe versanţi dînd adesea impresia că posedă o grosime mai mare decît cea reală.

Acest pietriş s-a depus în condiţii de piemont începînd probabil chiar după retragerea apelor din şanţul Zălaului. Iniţial, el a acoperit suprafeţe întinse de pe marginile bazinului, dar prin eroziune a rămas numai pe culmile mai înalte ale dealurilor. Pe marginea de W a bazinului, în apropierea cîmpiei Tisei, pietrişurile devin tot mai fine şi amestecate cu argile roşii, după care acestea din urmă acoperă singure crestele.

Pe rama de E a bazinului întîlnim în aceste pietrişuri deschideri frumoase la E de Zălau, chiar lîngă şosea. Aici se află cîteva cariere care au procurat timp de zeci de ani materialul necesar pentru întreţinerea şoselei. Elementele din ele posedă un aspect evident torenţial, fiind formate din blocuri de micaşist de mărimi pînă la 0,5 m, alături de altele cu un diametru de un centimetru, totul fiind cuprins într-o masă de nisip şi de mică alterată, care joacă rol de liant. Datorită alterării rocilor, culoarea predominantă este cea cărămizie.

Un alt punct, tot aşa de bine deschis şi de accesibil, se află mai sus de Hălmajd, lîngă şoseaua Şimleu—Oradea pentru a cărei întreţinere se exploatează în regiunea dealului numit, sugestiv, „Pietriş". Materialul începe la o altitudine de cca 400 m şi se întinde pe o distanţă de mai mulţi kilometri. Elemente de Eruptiv din Vlădeasa lipsesc din aceste pietrişuri începînd de la satul Plopiş spre N. Peste cristalinul ramei grosimea sa este numai de cca 1 m, dar în bazin peste Ponţian grosimea creşte mult şi capătă o granulaţie mică, iar structura torenţială este evidentă.

Referindu-ne la vîrsta exactă a acestor pietrişuri, ele fiind lipsite de fosile, nu pot fi făcute preciziuni. Este posibil ca depunerea lor să fi avut loc într-o perioadă de timp destul de îndelungată, începînd cu Dacianul pînă la începutul Cuaternarului. Într-adevăr este logic ca, în şanţul Zălaului evacuat de ape mai timpuriu, sedimentaţia terestră să

Institutul Geologic al României

fi început, pe marginea bazinului, imediat după retragerea apelor ponţiene. Deci pietrişurile din această regiune ar avea o vîrstă daciană. Prezenţa unor intercalaţiuni de pietriş fin, bine rotunjit, în depozitele daciene de la W de insulele cristaline, ar fi un argument în acest sens, ele putînd să reprezinte echivalentul lacustru îndepărtat al pietrişului grosier terestru, depus peste Ponţian pe marginea bazinului.

De asemenea în bazinul de eroziune al Nuşfalăului, pietrişurile care coboară din munţii Plopişului, acopăr toate culmile dealurilor, apărînd pînă la altitudini mult inferioare, sînt în comparaţie cu alte regiuni, de o vîrstă destul de nouă. Ele datează din Pliocenul cel mai tîrziu, dacă nu chiar de la începutul Antropogenului, formîndu-se odată cu stabilirea actualului curs al Barcăului.

Pentru a rezolva în mod provizoriu problema vîrstei acestor pietrişuri, noi le considerăm deocamdată ca levantine, adică le atribuim pe toate acelei vîrste cînd este probabil că au fost depuse în cantitate mai mare. Aceasta cu atît mai mult cu cît pietrişurile piemontane situate la W de insulele cristaline Măgura Şimleului şi Făgetul, acopăr nu numai Ponţianul, dar şi depozitele cărora le atribuim vîrsta daciană. Ridicării continuie a regiunii îi corespunde o intensă eroziune pe verticală a sedimentelor.

10. ANTROPOGENUL

Ca şi pe întreaga margine de W a munţilor Apuseni, depozitele de această vîrstă acopăr şi aici, deşi sub forma unei pături adesea cu totul superficială, cea mai mare parte a bazinului. Ele constau din depozite deluviale reprezentate prin argile şi nisip. Marea lor răspîndire este consecinţa diagenezei prea puţin înaintate a depozitelor pliocene care acopăr cea mai mare parte din bazin şi se pun în mişcare cu orice prilej.

Depozitele antropogene sînt reprezentate prin alunecări de teren, existente şi acolo unde, la prima vedere, relieful nu dă nimic de bănuit. Ele mai constau din depozite de terasă, aluviuni, travertin, soluri îngropate, proluvii etc.

Antropogenul reprezintă o epocă în care a avut loc modelarea actualului relief, prin eroziunile laterale produse pe versanţii văilor care prezentau în Pliocenul superior versanţi mult mai repezi şi erau separate de interfluvii sub formă de mici podişuri, rămăşiţe din vechiul fund al lacului pliocen.

II. TECTONICA

Suprafeţele limitate, care făceau obiectul cercetărilor din trecut, nu permiteau obţinerea unei imagini amănunţite asupra tectonicii depozitelor neogene. În consecinţă, numeroase lucrări nici nu conţin un capitol de tectonică. Excepţie face lucrarea lui MATEESCU (1927) care dă indicaţii sumare şi asupra tectonicii regiunii cercetate. Această deficienţă se datora şi faptului că depozitele neogene erau studiate independent, fără a se ţine seama de tectonica ramei cristaline, precum şi lipsei datelor

Institutul Geologic al României

geofizice şi de foraj, care cîntăresc greu în descifrarea tectonicii acestui bazin. În tectonica regiunii vom distinge două etaje structurale : Cristalinul împreună cu întreg Sedimentul preneogen, precum şi cuvertura neogenă (fig. 15).

1. TECTONICA FUNDAMENTULUI PRENEOGEN

Referindu-ne la tectonica fundamentului, prima problemă care se pune este aceea a amplasării bazinului. Locul ocupat de acesta şi forma sa nu sînt de fel întîmplătoare, ci sînt determinate de tectonica veche, cel puţin hercinică, a şisturilor cristaline. Într-adevăr, în munţii Plopiş direcţia predominantă este NW, în timp ce în Meseş ea este NNE. Cele două direcţii se întîlnesc la N de Ciucea, unde începe bazinul, făcînd un unghi de cca 90°. Liniile de fractură, care au dat naştere bazinului, se află situate pe direcţiile de cutare ale Cristalinului. Aceasta este valabil nu numai pentru ramă dar şi pentru cele trei insule din interior ale căror limite sînt fie paralele, fie perpendiculare pe direcţia de cutare a Cristalinului.

Bazinul s-a scufundat folosind cele două direcţii de linii rupturale importante : direcţia panonică, orientată NE—SW pînă la N—S şi direcţia carpatică, orientată NW—SE pînă la E—W.

În general se poate constata că acele blocuri de mari dimensiuni care au început să se ridice încă din Mezozoic şi-au continuat ridicarea şi în Neozoic dînd naştere horsturilor, în timp ce blocurile care au început să se scufunde în Paleocen şi-au continuat scufundarea şi mai tîrziu dînd naştere bazinelor. Face excepţie blocul de pe V. Someşului de la Jibou care, după o scufundare puternică şi o sedimentare intensă în Danian-Paleocen, cînd a acumulat sedimente cu o grosime de cca 1200 m, nu şi-a mai continuat scufundarea. Explicaţia ar putea fi găsită în faptul că în timpul mişcărilor din faza laramică s-a remaniat întreg stilul tectonic al regiunii, luînd naştere pe de o parte bazinele Transilvaniei şi panonic, iar pe de altă parte horstul complex al „munţilor de graniţă" Meseş-Prisaca.

Limitele Neogenului faţă de Cristalin se abat de la aceste două direcţii numai local, datorită intervenţiei eroziunii marine sau lacustre, care a avut loc începînd din Tortonian pînă în a doua jumătate a Pliocenului, cînd bazinul a fost înglobat munţilor Apuseni.

Dintre cele două linii de fractură majoră, care au dat naştere bazinului, cea mai distinctă şi cu o săritură mai importantă, deşi necunoscută pînă acum, este fractura Parameseş, care limitează munţii Meseş pe la W, continuîndu-se în N pînă la marginea de W a Cristalinului Prisaca. În lipsă aproape totală de foraje, care să ne indice adîncimea la care se află scufundat Cristalinul, imediat la W de această fractură, este dificil să facem o apreciere exactă asupra denivelării produsă de fractura Parameseş. Totuşi, ţinînd seama de grosimile depozitelor neogene, paleogene, cretacic superioare şi triasice, pe care le cunoaştem din bazin sau de pe marginile sale, precum şi de altitudinea la care apar astăzi şisturile cristaline în Plopiş şi Meseş, apreciem că această denivelare depăşeşte cu mult cifra de 1000 m.

Institutul Geologic al României

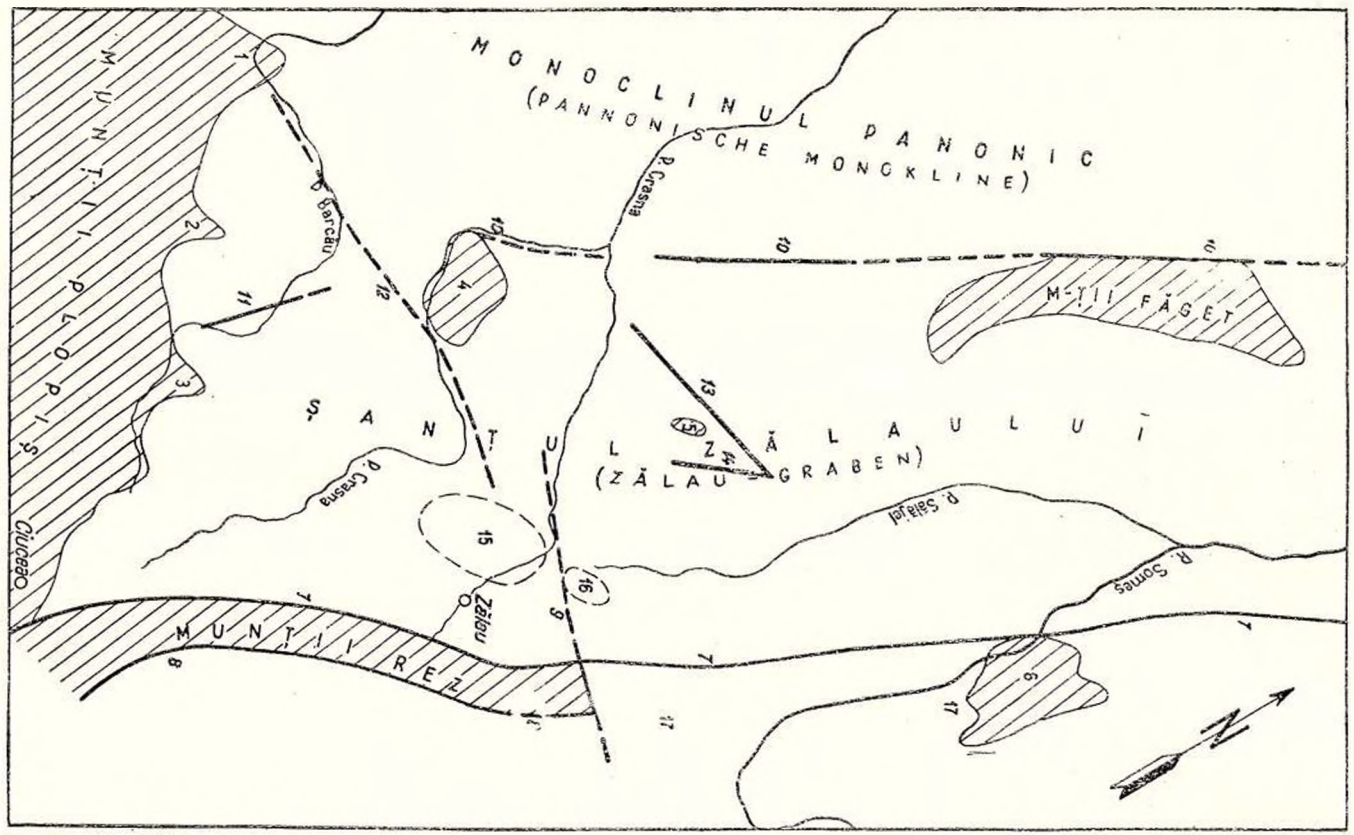


Fig. 15. — Schiță tectonică a bazinului Silvaniei (1 : 500.000)

1 — 3, pintenii Marca, Fizeș și Aleuș; 4 — 6, horsturile cristaline; Măgura Șimleului, Heghișa și Prisaca; 7, fractura Para-Meseș; 8, fractura Meseș; 9, fractura Moigradului; 10, fractura Para-Codru; 11, 12, faliile Barcăului și Crasnei; 13, 14, fracturile Heghișei; 15, 16, domurile Panic și Crișeni; 17, horstul îngropat al Someșului.

Abb. 15. — Tektonische Skizze des Silvania-Beckens (1 : 500.000)

1 — 3, Marca, Fizeș- und Aleuș-Sporne; 4 — 6, Kristalline Horste: Măgura Șimleului, Heghișa und Prisaca; 7, Para-Meseș Bruch; 8, Meseș-Bruch; 9, Moigrad Bruch; 10, Para-Codru-Bruch; 11, 12, Barcău und Crasna-Verwerfungen; 13, 14, Verwerfungen von Heghișa; 15, 16 Panic-und Crișeni-Kuppeln; 17, Begrabener Horst des Someș-Flusses.

Institutul Geologic al României

Asupra vîrstei fracturii Parameseș, putem afirma numai că ea a funcționat intens în timpul Neogenului, jucînd un rol important mai ales în mișcările din Tortonian, cînd s-au conturat limitele bazinului. Totuși este în afară de orice îndoială că aceasta este o fractură mult mai veche, mezozoică, în Neozoic ea fiind numai reanimată. De altfel această fractură a fost activă și în Antropogen, dovadă fiind numeroasele mici depresiuni erozive de contact care s-au dezvoltat în lungul ei, între Cristalin și Neogen.

Fractura Parameseș nu constă dintr-o linie simplă ci ea este formată dintr-un întreg sistem de falii care se dezvoltă adesea în eulise, falii de vîrstă tortoniană, sarmațiană și pliocenă, sedimentarea avînd loc concomitent cu scufundarea. La N de falia transversală a Moigradului, fractura Parameseș constă din două falii apropiate și aproape paralele. Dintre acestea, falia din E, cu o săritură mai mare, aduce în contact Tortonianul cu stratele pestrițe inferioare, în timp ce falia din W, cu o săritură mai mică, aduce în contact Tortonianul cu Ponțianul, Sarmațianul lipsind de pe cea mai mare parte din marginea de E a bazinului. La S de Zălau existența acestor falii este marcată de altfel și prin prezența unui număr de opt apariții de Eruptiv neogen, necunoscute pînă acum, pe această linie la SE de Cățelul. Fractura Parameseș n-a fost constatată pînă acum de nici un geolog, dîndu-se importanță numai fracturii Meseșului, care separă acești munți de Bazinul Transilvaniei, fractură care aduce totuși în contact Cristalinul numai cu diferiți termeni ai Paleogenului. Caracterele celor două fracturi paralele sînt tot așa de deosebite ca și alcătuirea bazinelor pe care le separă.

Însăși masivul Meseșului reprezintă un horst îngust numai de 1—3 km și lung de cca 30 km. Tectonica de amănunt a acestui horst este foarte complicată prin prezența numeroaselor falii longitudinale cu direcția NNE—SSW și a faliilor transversale cu direcția E—W pînă la NW—SE.

Aceste numeroase falii au produs fragmentarea horstului în nenumărate blocuri mici , unele sub 1 km^2, care, în plus, se află dispuse la altitudini diferite. Consecința situației arătate este că aceste blocuri constau nu numai din termeni diferiți ai Cristalinului (ceea ce a determinat în trecut pe unii geologi să constate tranziții de la epi- la mezozonă), dar blocurile scufundate au prilejuit salvarea de la eroziune a diferiți termeni ai Sedimentarului mezozoic-paleogen, care apar fie pe creasta Meseșului, fie pe versantul său de W, mult mai scufundat.

Într-unul din aceste grabene locale, calcarul triasic mediu de pe V. Ragului apare atît de scufundat la E de Stîrci încît face impresia că este acoperit de gresia werfeniană, care este mai puțin scufundată. Un geolog neavertizat asupra problemelor din regiune, ar putea avea impresia, pentru moment, că pe această vale este în prezența unei tectonici în pînză.

În concluzie putem afirma că, după cum întreaga regiune studiată prezintă, în m a r e, un adevărat mozaic de blocuri de cristalin și de sedimentar, la fel și Meseșul reprezintă în m i c un alt mozaic de asemenea blocuri cu dimensiuni însă mult mai mici.

Institutul Geologic al României

De altfel caracterul predominant al structurii întregii jumătăți de N a munților Apuseni este prezența unui mare mozaic în care piesele mici se combină în figuri mari, iar acestea, la rîndul lor, în altele și mai mari care reprezintă horsturile diferitelor masive muntoase sau bazinele umplute cu depozite neogene.

Horstul Meseșului se termină în N printr-o puternică fractură: falia Moigradului, cunoscută din lucrările lui MATEESCU. Această falie a produs scufundarea, la N de ea, a Cristalinului cu cca 1500 m. Ea a permis, la întretăierea cu fractura Meseș, situată pe versantul de E a acestor munți apariția unor erupțiuni dacitice și andezitice, precum și o îngroșare considerabilă a Sedimentarului de la N de ea, care formează un adevărat graben transversal pe direcția Meseșului.

De la falia Moigradului, spre N, fundamentul cristalin se ridică ușor, în trepte, pînă la nivelul orașului Jibou, unde o nouă falie transversală de pe V. Ferăstrăului, aduce la zi depozitele danian-paleocene. În șanțul dintre Moigrad și Jibou, depozitele paleogene prezintă în cea mai mare parte direcția E—W și o înclinare spre S. Legătura dintre direcția E—W din acest șanț transversal și direcția NNE—SSW, din Meseș, are loc la S de satul Mirșid, pe V. Rogoazelor, unde sedimentele miocene sînt puternic brecifiate.

Mai departe spre N, fractura Parameseș constă din două falii aproape paralele: una situată între stratele pestrițe inferioare și Tortonian, iar a doua între aceasta și Pontian. Observăm că, începînd de la Pria spre N pe o distanță de cca 50 km, Sarmațianul nu mai apare la zi pe marginea de E a bazinului și nu este cunoscut nici din cele două foraje din apropierea ei, de la Crișeni și Ortelec.

Dacă acum ne referim la fractura dintre bazin și horstul munților Plopiș, constatăm că aceasta apare mai puțin unitară în comparație cu fractura Parameseș și, în plus, ca este acoperită de sedimentele pliocene. Limita de E a masivului Plopiș n-a căpătat înfățișarea actuală încă din Tortonian, ci s-a format în etape. Lipsa de unitate a acestei fracturi reiese și din prezența a doi pinteni lungi de cîte cca 2 km, cu direcția NE, pe care Cristalinul Plopișului îi trimite în regiunile satelor Fizeș și Aleuș, precum și din lipsa Tortonianului și Sarmațianului începînd de la satele Preutcasa și Hălmajd spre N. Suprafața învecinată din bazin a reprezentat, în Tortonian și Sarmațian un uscat care s-a scufundat succesiv, de la S spre N, abea în Sarmațian și Pontian.

În linii generale horstul Plopiș face impresia a fi mai puțin strivit în comparație cu Meseșul. Aceasta reiese și din aspectul lor geomorfologic deosebit, în timp ce primul se prezintă ca o peneplenă cu o altitudine de cca 600 m, ultimul apare sub forma unei culmi în care numeroase vîrfuri de peste 800 m, alternează cu șei și chei cu altitudini sub 400 m.

Horstul Măgurii Șimleului este limitat spre S de un puternic sistem de fracturi, spre E și W de fracturi cu o importanță intermediară, în timp ce spre N, îmbrăcat de Triasic mediu și Danian—Paleogen, se scufundă lent pe sub depozitele ponțiene, putînd fi urmărit prin foraje și prin prospecțiunile electro- și gravimetrice, pe o distanță de cca 15 km, pînă în regiunea satului Supurul de Jos. Această comportare a limitei de N a

Institutul Geologic al României

horstului Măgurii Şimleului explică prezenţa calcarului şi dolomitului Triasic mediu numai pe marginea sa de N, precum şi lipsa Sedimentarului preneogen pe celelalte laturi ale sale.

Dacă trecem la horstul cristalin al Heghişei, care apare în plin bazin la W de Coşei, constatăm că Cristalinul ocupă o suprafaţă numai de 1 km². Totuşi prezenţa pe mari suprafeţe a depozitelor miocene este un indiciu că şi Cristalinul se ridică pe aceleaşi suprafeţe pînă aproape de suprafaţă.

Dintre fracturile cu direcţie panonică, care separă acest horst de sedimentele neogene, subliniem importanţa sistemului de falii cu direcţia N—S, situate pe marginea de E a Miocenului, falii care au permis în Tortonian existenţa unei linii cu o puternică activitate vulcanică de la N de satul Chilioara.

În insula de cristalin a Făgetului, contactul nemijlocit dintre Cristalin şi Pliocen implică existenţa unei puternice fracturi (depăşită de transgresiunea pliocenă), pe care în 1961, am denumit-o falia Paracodru. Puternica dezvoltare locală a depozitelor de piemont de la W de Cristalinul Făgetului dovedeşte existenţa mişcărilor epirogenice la sfîrşitul Pliocenului.

Relieful depozitelor preneogene din fundamentul bazinului este redat de puţinile hărţi gravimetrice şi electrometrice, de care dispunem pînă acum. Începînd de la SW spre NE constatăm mai întîi existenţa unui maxim gravimetric corespunzător munţilor Plopiş. Acesta, plecînd de la Ciucea, ajunge pînă la Marca, unde prezintă o digitaţie. De aici o ramură se îndreaptă spre W, trecînd pe la S de Derna, în timp ce alta se continuă spre NNW pe la Leşmir pînă la E de Mărghita.

Un al doilea maximum, plecînd tot de la Ciucea, se îndreaptă spre NE, urmînd culmea Meseşului. Spre deosebire însă de linia descrisă precedent, linia de maximum a Meseşului nu este continuă ci prezintă două întreruperi. Prima, care prezintă o uşoară decroşare, se află în regiunea de la S de satul Ponița. Ea corespunde probabil dezvoltării locale a calcarelor triasice medii. Cea de a doua întrerupere se află la E de Ortelec, corespunzînd faliei Moigradului şi înaintării spre W a depozitelor paleocene din Bazinul Transilvaniei. După o oarecare întrerupere linia urmăreşte V. Someşului, la N de Jibou, pînă ajunge în Cristalinul Prisacei.

În unghiul cu o deschidere de cca 90°, pe care le fac aceste două linii de maximum, mai apar încă două asemenea linii. Una dintre ele, începînd de la Şimleul Silvaniei, se îndreaptă mai întîi spre NNW pînă la W de Bobota, pentru ca apoi să se arcuiască uşor spre NNE, îndreptîndu-se spre regiunea satului Supurul de Jos.

O altă linie de maximum porneşte din Cristalinul Plopişului de la nivelul satului Fizeş, de unde se îndreaptă spre NNE pînă la Vîrşolţ. De aici, după o scurtă întrerupere, se continuă mai întîi spre N, pînă la E de Mocirla, de unde traversînd insula de cristalin a Heghişei, face o cotitură spre E, pentru a se îndrepta din nou spre N, cu tendinţea de a se uni cu o altă linie de maximum, corespunzătoare Cristalinului munţilor Făget.

Pentru suprafeţele cercetate prospecţiunile electrometrice confirmă aceiaşi structură.

Institutul Geologic al României

Încheiem expunerea tectonicii fundamentului cu o discuție asupra tectonicii regiunii de la N de Jibou, considerată de toți geologii ca formînd un anticlinal, în timp ce cercetările noastre au dus la concluzia că este vorba de un horst îngropat.

Ideia că Paleocenul de la N de Jibou formează un anticlinal a pornit de la HOFMANN și a fost acceptată de KOCH, de ROTH TELEGD și de toți geologii care i-au urmat. Într-adevăr, dacă venim cu trenul din spre București, ajungînd la Jibou se poate vedea cum, sub terasa pe care este așezat satul Rona, depozitele paleocene înclină spre SSE. De asemenea un scurt profil pe ori care din pîraiele afluente pe stînga Someșului, la N de Jibou, arată înclinarea acelorași strate spre W sau SW.

Totuși prezența unui anticlinal este aici numai o aparență înșelătoare, un fenomen de mimetism în geologie, pe care nu ne este permis a-l accepta și astăzi. Într-adevăr cele două flancuri ale acestui așa zis „anticlinal" reprezintă în realitate depozitele marginale aparținînd la două unități tectonice cu prea puține legături între ele și care au prezentat evoluții cu totul deosebite, anume depresiunea Chioarului în E și depresiunea Silvaniei în W, unități separate de un horst scufundat, cuprins între Cristalinul Prisacei în N și șanțul Jibou-Moigrad în S, șanț care reprezintă o unitate și mai scufundată încă. Explicarea dată de HOFMANN înclinărilor contrarii spre SE și SW a depozitelor pestrițe de pe V. Someșului prin prezența unui „anticlinal" reprezintă o concluzie de primă aproximație, permisă în cadrul cunoștințelor de acum 80 de ani, concluzie care nu mai poate rezista și astăzi. Într-adevăr de la început trebuie să constatăm că depozitele paleocene n-au putut fi cutate sub nici o formă , deoarece numai la cîteva sute de metri sub ele se cunosc rocile rigide ale Cristalinului.

În afară de aceasta, datele de foraj contrazic concluzia acceptării unui anticlinal. Anume, forajul de pe marginea de E a satului Bîrsa pus pe „flancul de W al anticlinalului" atinge Cristalinul la adîncimea de numai 200,20 m, în timp ce forajul de la S de Someș-Odorhei, pus în „creștetul anticlinalului" și situat la o altitudine cu cca 20 m inferioară celuilalt, atinge Cristalinul abia la adîncimea de 750 m. Iată, deci o diferență de cca 550 m în minus a adîncimii din axul „anticlinalului" în comparație cu aceia de pe „flancul" său de W, diferență care n-a dat de gîndit geologilor.

În interpretarea tectonică a regiunii prin existența unui horst îngropat, problema se simplifică, întrucît se explică adîncimea de numai 200 m a Cristalinului din sonda de pe V. Bîrsăului care se află în imediata apropiere a horstului aparent al Prisacei, în timp ce adîncimea de 750 m a aceleași roci din forajul de la S de Someș-Odorhei este datorită depărtării de 15 km de la marginea de S a aceluiași horst aparent la zi (fig. 16 și 17).

Faptul că depozitele pestrițe de pe flancul de W al cuvetei Chioarului, bine deschise în fruntea terasei de la Rona, prezintă o înclinare uniformă și constantă spre SE, a determinat să se admită că și flancul de E al cuvetei Silvaniei mai puțin clar deschis, trebuie să se comporte în aceleași condiții, iar numeroasele abateri de la înclinarea spre W sau

Institutul Geologic al României

SW a depozitelor de aceeaşi vîrstă de pe stînga Someşului au fost interpretate de ROTH TELEGD ca un fenomen de cutare secundară a flancului de W al „anticlinalului" de pe V. Someşului. Prezenţa aluviunilor pe o lăţime de 2—3 km în larga luncă a Someşului, camuflînd regiunea de legătură între cele două „flancuri" ale acestui „anticlinal" a reprzezentat un factor care asigura verosimilitatea structurii presupuse de HOFMANN.

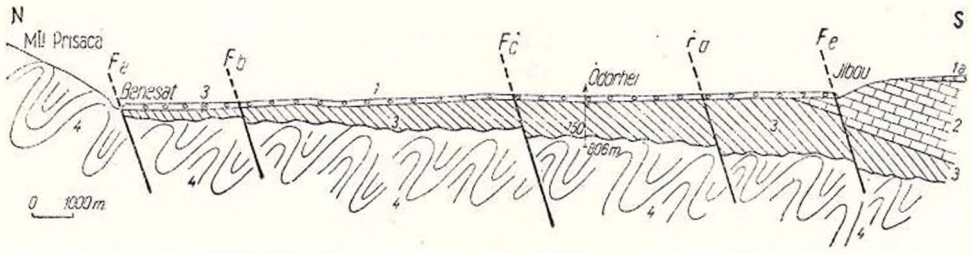


Fig. 16. — Profil N—S prin horstul îngropat al Someşului.

1, aluviul din lunca Someşului; 1a, terasă, 2, calcar de Rona (Paleocen); 3, argile pestriţe daniene; 4, Cristalin; Fa, falia Benesat; Fb, falia Săplac; Fc, falia Bîrsa; Fd, falia Şoimuş; Fe, falia Pîrîul Sărat.

Abb. 16. — Profil (N—S) durch den begrabenen Horst des Someş-Flusses.

1, Anschüttung aus der Someşau; 1a, Terrasse, 2, Ronakalkstein (Paläozän); 3, Dänische bunte Tone; 4, Kristallin; Fa, Benesat-Verwerfung; Fb, Săplac-Verwerfung; Fc, Bîrsa-Verwerfung; Fd, Şoimuş-Verwerfung; Fe, Pîrîul-Sărat-Verwerfung.

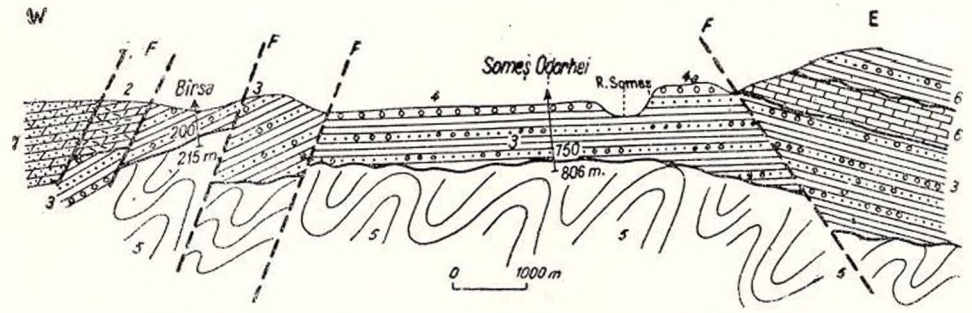


Fig. 17. — Profil E—W prin horstul îngropat al Someşului.

1, Ponţian, 2, Tortonian; 3, Danian; 4, aluvii şi terase ale Someşului; 5, Cristalin; 6, Paleocen.

Abb. 17. — Profil O—W durch den begrabenen Horst des Someş-Flusses.

1, Pont; 2, Torton; 3, Danien; 4, Anschüttungen und Terrassen des Someş-Flusses; 5, Kristallin; 6, Paläozän.

În realitate trebuie să constatăm că, acum aproape 100 de ani, domnea încă o anumită lipsă de înţelegere asupra condiţiilor amănunţite ale depunerii stratelor pestriţe interioare, deşi geneza lor continentală era bine stabilită. Într-adevăr astăzi ştim că aceste strate nu s-au depus orizontal ca cele din mediul marin, pentru ca ulterior să poată suferi diferite înclinări, ci reprezentînd depozite de piemont, ele au reflectat chiar de la început neregularităţile reliefului cristalin peste care se depuneau. Din această cauză, în condiţiile foarte discontinui în care apar astăzi şi necunoscîndu-se relieful fundamentului cristalin care le suportă, stratele pestriţe ar putea fi interpretate ca fiind afectate de mici cute.

Institutul Geologic al României

Neregularităţile fundamentului cristalin reies atît de adîncimile diferite la care au fost întîlnite rocile acestuia în foraje, cît şi din faptul că linia de contact dintre horst şi Depresiunea Silvaniei reprezintă un sistem de falii existente încă din timpul Cretacicului superior, falii care au funcţionat în tot timpul depunerii stratelor pestriţe inferioare, după cum s-au mişcat în repetate rînduri şi în Neozoic, producînd trangresiuni şi regresiuni importante.

Din cele expuse precedent se impune concluzia asupra inexistenţei unui anticlinal în lungul văii Someşului la N de Jibou, aşa cum era admis pînă acum timp de peste 80 de ani, ci constatăm că, în realitate, este vorba de sedimente de piemont care acopăr flancurile unui horst îngropat. Acest horst, pe care-l denumim horstul Someşului, face legătura între horsturile aparente ale Cristalinului Prisacei la N, şi acela al munţilor Meseş în S.

Mai mult încă, putem afirma că acest horst îngropat se prezintă foarte fracturat atît în direcţia E—W, cît şi în direcţia NNE—SSW, fapt care reiese din următoarele trei constatări :

Activitatea erozivă a Someşului a fost înlesnită între Jibou şi Benesat dînd naştere unei depresiuni morfologice lungă de 20 km şi largă de 3 km;

Prezenţa a numeroase izvoare sărate atît în rocile de pe ambele flancuri ale horstului, cît şi în interiorul acestuia;

Existenţa a numeroase indicaţiuni asupra prezenţei unor mici cantităţi de hidrocarburi gazoase pe toată suprafaţa ocupată de acest horst îngropat.

2. TECTONICA CUVERTURII NEOGENE

Tectonica depozitelor neogene, care formează etajul structural superior al bazinului, apare, la o primă impresie, cît se poate de liniştită. Într-adevăr fundamentul cristalin rigid, situat la adîncimi adeseori mult inferioare cifrei de 1000 m, n-a permis cutarea sedimentelor pe care le suportă. Dacă regiunea n-a fost atinsă de mişcări orogenice, în schimb ea a suferit numeroase mişcări epirogenice. Existenţa acestor mişcări se constată pe baza numeroaselor şi marilor lacune stratigrafice, care pot fi constatate pînă la sfîrşitul Neogenului. Ne vom ocupa numai de mişcările din această ultimă epocă.

Mişcările din faza stirică au determinat redeşteptarea numeroaselor fracturi existente anterior. Întrucît aceste fracturi nu se prezintă în poziţie verticală, ci sînt mai mult sau mai puţin înclinate, presiunile laterale suferite de regiune, au determinat ridicarea acelor blocuri — actualele horsturi — ale căror falii converg spre interiorul scoarţei, şi scufundarea blocurilor intermediare care au dat naştere bazinului.

Asemănător tectonicii horsturilor care constau, la rîndul lor, din nenumărate blocuri dintre care unele s-au ridicat mai mult, iar altele mai puţin, la fel şi blocurile de mari dimensiuni care alcătuiesc bazinul prospectat, nu s-au scufundat uniform. Unele blocuri de dimensiuni mici

Institutul Geologic al României

scufundîndu-se mai mult, au determinat în timpul sedimentării Neogenului, depunerea unei stive de sedimente mai groase, în comparație cu blocurile care se scufundau mai puțin intens. Fundul bazinului prezintă, în consecință un relief foarte accidentat.

Prospecțiunile geofizice au confirmat ipoteza noastră din trecut asupra structurii de mozaic a fundamentului acestui bazin.

Asupra momentului exact, cînd a avut loc transgresiunea tortoniană nu dispunem de nici o indicație precisă. Lipsa din acest bazin, precum și din bazinele situate spre S și N, a depozitelor miocen-inferioare și a depozitelor cu *Spirialis*, atribuite Tortonianului inferior, ar fi un indiciu care ne determină să admitem că transgresiunea a avut loc abea la începutul Tortonianului superior. Transgresiunea a acoperit blocurile scufundate în timp ce pe marginea bazinului și ale insulelor cristaline a avut loc o activitate vulcanică destul de intensă. Aceasta reiese din prezența intruziunilor de pe fractura Parameseș și a cineritelor tortoniene foarte răspîndite în bazin, cinerite care n-au fost aduse pe calea aerului sau a apei din masivul eruptiv de la N de Baia Mare, ci sînt de proveniență locală, după cum o dovedește prezența aglomeratului dacitic din cariera nou deschisă de la N de Chilioara.

Faza de cutare moldavă, situată între Tortonian și Sarmațian, a avut un răsunet mult mai mic în regiune, din care cauză ca a fost trecută pînă de curînd cu vederea. Această fază a determinat numai o scădere generală a adîncimii apelor și depunerea gipsului.

Faza de cutare atică, între Sarmațian și Pontian, a determinat, în schimb, transformări cu totul deosebite în regiune, întrucît a produs o importantă regresiune, urmată de o nouă transgresiune care a depășit în amploare pe toate cele precedente. Într-adevăr stratele cu Congerii acopăr discordant toate rocile existente în regiune, începînd cu Cristalinul pînă la cele mai noi aparținînd Sarmațianului.

Această fază era cu totul necunoscută în lucrările dinainte de 1918, cînd se susținea existența continuității de sedimentare dintre Sarmațian și Pontian. După ce s-au adus dovezi asupra existenței unei puternice discordanțe și a amestecului de faune sarmațiene, pontiene și chiar tortoniene, unii susținători ai continuității de sedimentare afirmă că aceasta n-ar fi avut loc și pe marginile Depresiunii panonice, unde admit că, după o scurtă retragere, apele au revenit tot în Sarmațian depunînd o parte din stratele cu Congerii, adică „Panonianul" s.s. În consecință existența mișcărilor din faza atică reprezintă un fapt dovedit, rămînînd în discuție numai amploarea lor.

Faza de mișcare rodanică dintre Dacian și Levantin a încheiat golirea de ape a bazinului Silvaniei, ca de altfel și din toate celelalte bazine de la exteriorul munților Apuseni, începută pe unele suprafețe încă de la sfîșitul depunerii stratelor cu Congerii. Consecința acestei faze a fost începutul, mai întîi a sedimentării pe mari suprafețe a depozitelor de piemont, atît pe marginile bazinului, cît și pe unele suprafețe situate la W de insulele cristaline a Măgurii Șimleului și a Făgetului și apoi erodarea

Institutul Geologic al României

parțială a acestor depozite și instalarea primei rețele hidrografice, care era mult diferită de cea actuală.

Acestei faze trebuie să-i atribuim și o ușoară ridicare chiar din timpul Pontianului, a insulelor cristaline a Măgurii Șimleului și a Făgetului. Aceasta reiese din transportul în cantitate apreciabilă și pe o distanță de 2—3 km înspre interiorul bazinului a pietrișurilor provenite din Cristalin și a fosilelor ponțiene (Melanopside și Congerii mari cu scoica groasă) care trăiau în zona strict litorală, întîlnite la N Pericei (dealul Steua) și la Oarța. Aceste materiale nu pot fi puse pe socoteala transportului fluviatil, întrucît pe niște insule înguste sau mici nu se puteau dezvolta ape mari.

În sfîrșit, faza valahă din timpul Antropogenului, cu ocazia ridicării întregei regiuni carpatice, a determinat stabilirea actualei rețele hidrografice și adîncirea acesteia pînă la nivelul de eroziune la care se află astăzi.

Numeroasele mișcări epirogene din bazin au determinat existența a trei unități tectonice fiecare cu problemele sale. Începînd de la E spre W acestea sînt : șanțul Zălaului, insulele cristaline și monoclinul panonic.

Șanțul Zălaului reprezintă o depresiune dezvoltată între horsturile Meseș—Prisaca în E și insulele cristaline ale Măgurei Șimleului, Heghișei și Făgetului în W. Spre S, acest șanț se întinde pînă în regiunea de contact dintre horsturile cristaline ale Plopișului și Meseșului, iar în N, el se continuă fără vreo întrerupere vizibilă cu regiunea cea mai de W din bazinul neogen al Băii Mari.

Șanțul Zălaului constă din sedimente de vîrstă ponțiană, sarmațiană tortoniană. Cele dintîi păstrează, în cea mai mare parte, poziția inițială în care au fost sedimentate. Anume, pe cele două imagini ale sale ele înclină cu maximum 12° înspre interiorul bazinului unde ele devin orizontale pe mari suprafețe.

Axul cuvetei reprezentată prin șanțul Zălaului urmărește lunca largă a pîrîului Sălăjel. Mai spre S, la nivelul orașului Zălau, așezarea depozitelor ponțiene din această unitate tectonică se complică prin apariția a două brahianticlinale, descoperite de S. Papp în 1915, la Crișeni și la Panic. Aceste două brahianticlinale se prezintă cu o decroșare de-a lungul unei falii tranversale cu direcția E—W care urmărește V. Zălaului și afluentului acesteia pe dreapta, pîrîul Creicuța. Cele două brahianticlinale se întind începînd de la S de Gîrcei, peste Crișeni și Panic și ajung la S pînă în apropiere de Căteluța. Înclinările maxime pe care le prezintă sînt de 8—10°.

Geneza lor nu o atribuim unor presiuni tangențiale, ci existenței unor blocuri ale fundamentului care, în timpul mișcărilor rodanice sau chiar a celor valahice, suferind o ușoară ridicare au produs boltirea sedimentelor ponțiene de deasupra.

La E și W de aceste brahianticlinale, se găsește cîte un sinclinal și anume unul cu sedimente pliocene relativ groase, situat în imediata apropiere a Meseșului, sinclinal pe care se află așezat orașul Zălau, și altul

Institutul Geologic al României

cu sedimente pliocene mai subțiri care spre W, ia contact printr-o fractură cu insulele cristaline din interior (fig. 18).

De la Căţeluşa spre S, situaţia tectonică se normalizează în sensul că depozitele neogene prezintă aşezarea iniţială a unor sedimente care s-au format într-o albie.

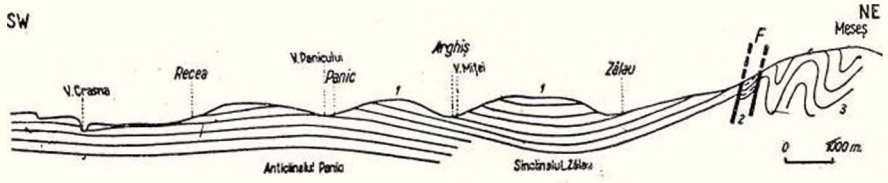


Fig. 18. — Profil prin şanţul Zălaului.
1, Pliocen, 2, Eocen; 3, Cristalin; F. falii.

Abb. 18. — Profil durch den Zălau-Graben.
1, Pliozän; 2, Eozän; 3, Kristallin; F, Verwerfungen.

În afară de aceste cute, depozitele din şanţul Zalăului se mai caracterizează prin existenţa a numeroase falii. Dintre acestea, sînt unele vizibile în deschideri, în timp ce altele sînt mascate, dar existenţa lor este de neînlăturat. Săriturile, pe care le prezintă ele, sînt în general mici începînd de la cîţiva centimetri şi ajunge la cîţiva metri.

Întrucît regiunea prezintă foarte, numeroase alunecări precum şi roci neconsolidate care se dezagregă uşor, făcînd să dispară urmele eventualelorfalii, acestea pot fi constatate numai în carieră sau în deschideri proaspete. Convingerea noastră este că faliile există în număr mult mai mare, dar prezenţa lor n-a putut fi stabilită întotdeauna.

Falii cu o săritură de numai 10—15 cm, au putut fi constatate la W de Crişeni, în fundul văii Oaii, în două mici cariere de nisip. O altă falie cu o deplasare de cca 2 m, se poate vedea în cariera de NW de Mirşid iar altele la SE de Căţelu. Pe lîngă aceste falii vizibile dar cu caracter local, trebuie să mai admitem existenţa a numeroase alte falii, care se întind pe mulţi kilometri dar nu sînt vizibile nemijlocit, întrucît pe ele s-au instalat cursuri de ape care le maschează prin aluviuni.

Una dintre aceste falii, presupusă şi de BANDAT-REICH, avînd direcţia E—W şi situată în continuarea spre W a fracturii Moigradului, este aceea care provoacă decroşarea brahianticlinalului Crişeni-Panic. În afară de această decroşare falia este marcată prin prezenţa unor vulcani noroioşi: două pe V. Creicuta (la S de Crişeni) şi unul imediat la E de halta C.F.R. Hereclean.

Este posibil ca această falie să aibă continuitate spre W pînă la falia cu aceeaşi direcţie E—W care separă, la Şimleul Silvaniei, Cristalinul din Măgura de Pliocen. Ea urmăreşte apoi spre W pîrîul Puturos, afluent pe stînga Crasnei, la Şimleu, unde este marcată de asemenea prin vulcani noroioşi. Din pîrîul Puturos această falie se continuă probabil în direcţia vestică, pe V. Barcăului, între Zăuan şi Porţ, fapt care reiese din dezvoltarea unei largi depresiuni erozive de contact în apropiere de Marca. Prezenţa faliei a înlesnit şi aici mult lărgirea albiei Barcăului.

Institutul Geologic al României

O altă falie, care figurează în lucrarea lui BANDAT-REICH, are direcția N—S și se află între Boghiș și Valcăul de Sus. Această falie, acoperită de aluviunile Barcăului, este marcată prin prezența vulcanilor noroioși de la Valcău, precum și prin prezența unei deschideri în malul drept al Barcăului, în care Ponțianul se prezintă în poziția N 29° E/40° SE. De asemenea forajul executat în toamna anului 1962 la Valcăul de Sus a dat de ape termale, care dovedesc că și fundamentul este fracturat.

Altor falii, pe care de asemenea nu le putem constata nemijlocit, le atribuim existența a numeroși alți vulcani noroioși din următoarele regiuni : capătul de S al satului Cățelușa, pe V. Grebcea (N de Cățelușa), la sud de satul Recea, pe calea principală a satului Gîrcei, pe marginea de E a satului Cristur, la N de Ortelec.

Prezența numeroaselor falii transversale care străbat Meseșul, precum și faliile probabil mai puțin numeroase din Plopiș, în special acelea care determină ieșirea spre E ai celor doi pinteni în spre interiorul bazinului, nu putea fi lipsită de ecou și asupra sedimentelor pliocene, care au fost astfel străbătute de falii și în regiuni încă necunoscute.

Geneza acestor falii o atribuim prezenței mișcărilor suferite de blocurile din care constă fundamentul preneogen, fiecare falie de la suprafață corespunzînd unor fracturi importante din fundament.

Dintre insulele cristaline, Măgura Șimleului prezintă un contur rombic, rezultat din întretăierea unor falii cu direcții aproximativ E—W, cu falii avînd direcția NW—SE. Dintre cele patru falii, deplasarea cea mai mare pe verticală o prezintă falia din S, întrucît aceasta o limitează de regiunea de minim gravimetric situată la SE de Șimleul Silvaniei. De altfel în această regiune este vorba de un întreg sistem de falii paralele, care provoacă scufundarea Cristalinului în trepte spre S.

Cele două falii paralele din E și W prezintă sărituri mijlocii, dar totuși importante, întrucît și ele separă acest horst de două regiuni de minim gravimetric. Cît privește sistemul de falii din nordul acestui horst cristalin, acesta prezintă săritura relativă cea mai mică, din care cauză limita Cristalinului apare aici în zigzag.

Insula cristalină a Heghișei, situată în plin bazin, pe marginea de W a satului Coșei, apare la zi numai pe o suprafață de 1 km². Cristalinul de aici fiind înconjurat pe o mare suprafață de sedimente tortoniene care încep prin tuf dacitic, este de presupus că la o adîncime nu prea mare Cristalinul posedă o suprafață egală cu aceea ocupată de Tortonian, întrucît depozitele acestuia sînt relativ subțiri. Depozitele sarmatice nou descoperite aici, ocupă suprafețe neînsemnate.

Rocile cristaline din adîncime și cele miocene de la suprafața acestei insule, care alcătuiesc un horst, sînt limitate de cîte o falie importantă spre E (falia Guruslău) și spre NW (falia Bocșa), falii care se întîlnesc la N de Chilioara. Înspre SW, falia nu este evidentă, fiind acoperită de transgresiunea ponțiană. Pe această linie horstul ia contact cu o depresiune marcată printr-un minim gravimetric.

Monoclinul panonic constă la zi din depozite de vîrstă numai pliocenă, care prezintă înclinări mai mari, pînă la 10° pentru Ponțianul din

Institutul Geologic al României

vecinătatea insulelor cristaline şi numai de cîte 5°—6° pentru Dacian. Depozitele monoclinului panonic sînt caracterizate prin prezenţa faliilor dintre care două sînt cunoscute cu siguranţă. Una dintre ele, falia Şărmăşag, cu direcţia NE—SW, este cunoscută de mult timp, datorită exploatărilor miniere. Ea prezintă o săritură de 25—30 m a aripei sale de W. Această falie începe în N de la Bogdand, trece pe la Chiejd şi Sărmăşag, de unde, urmărind V. Crasnei, se continuă probabil pînă în regiunea satului Uileacul Şimleului.

Falia Derşida prezintă aceeaşi direcţie NE—SW, ca şi precendenta şi este situată la N de satele Derşida şi Corund. Această falie nu poate fi constatată la zi. Ea a fost pusă în evidenţă prin forajele executate în 1961 şi prezintă o săritură de 30—50 m. Prezenţa lor este un indiciu asupra structurii mai complicate existentă în fundamentul preneogen.

Mai spre N încă, este posibilă existenţa unei a treia falii la Supurul de Sus. Existenţa acestei falii o bazăm pe prezenţa metanului la adîncimea numai de 120 m în forajul executat în anul 1962. Alte două falii cu direcţia NE—SW şi E—W şi cu sărituri numai de cîţiva metri, au fost stabilite în lunca Barcăului între satele Suplac şi Leşmir, pe baza forajelor puţin adînci.

În concluzie, putem afirma că în timpul Pliocenului mediu mişcările de scufundare ale numeroaselor blocuri din fundament continuau destul de intens, determinînd marile grosimi (peste 1000 m) ale depozitelor de această vîrstă întîlnite în zonele de minim gravimetric. De altfel, aceasta este epoca în care depresiunea panonică a căpătat actuala ei înfăţişare, dimensiunile ei mari şi unitatea pe care o prezintă astăzi.

III. ERUPTIVUL

Activitatea vulcanică s-a manifestat destul de slab. Mai întîi este cazul să arătăm existenţa unei activităţi vulcanice în Permian, după cum se poate constata din materialul piemontan găsit în fundul pîrîului Zălau pe flancul de W al horstului Meseş. Porfirele feldspatice şi cuarţifere de culoare verde şi brun închisă întîlnite aici, nu pot proveni decît din imediată apropiere. Pădurea deasă şi tînără nu permite deocamdată stabilirea punctului de apariţie în loc.

Începînd din Permian lipsesc orice indicii de activitate vulcanică pînă în timpul Tortonianului cînd, deodată, vulcanismul intens din unele regiuni apropiate poate fi constatat şi aici.

Vulcanismul s-a manifestat la întretăierea sistemului de falii longitudinale Parameseş, cu falia transversală a Moigradului, care a adus la suprafaţă dacite şi andezite. Primele se cunosc sub forma unui mare masiv pe dreapta pîrîului Strîmturii în vîrful Măguricea şi sub formă a două petece mici pe stînga aceluiaşi pîrîu în apropierea vîrfului Puguiorul. Marea extindere a tufurilor dacitice de la Ortelec, prin Mirşid pînă la Popeni şi la S de acesta, este un indiciu că ele provin de pe o linie eruptivă locală şi nu au fost aduse din altă parte.

Institutul Geologic al României

În lungul sistemului de falii Parameseș, constatăm prezența unui număr de opt apariții de andezite alterate, pe suprafețe reduse, la SE de Cățelu.

În sfîrșit o altă linie de erupțiuni este fractura situată pe marginea de E a insulei cristaline a Heghișei, unde la N de Chilioara, în cariera nouă situată la N de sat, în D. Lighet este exploatată o brecie dacitică. Alternanța de material eruptiv brecifiat cu diferite dimensiuni și cu o cădere de 15°—20° spre W, arată că ne aflăm chiar pe linia de erupțiune. Brecia vulcanică de aici este acoperită spre W de tuf dacitic, iar spre E ia contact cu Ponțianul (fig. 19).

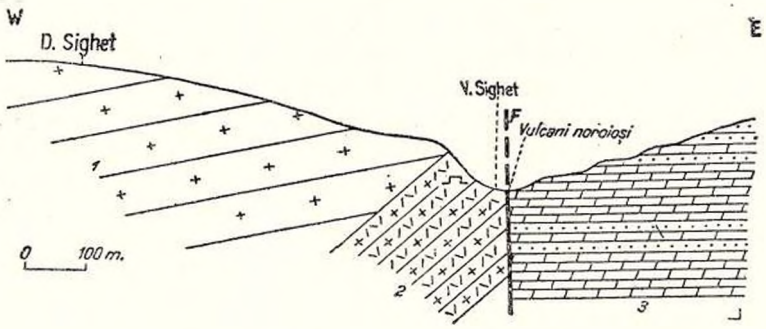


Fig. 19. — Profil prin conul vulcanic de la N de Chilioara.
1. tuf dacitic fin; 2. brecie dacitică; 3. Ponțian; F. falie cu vulcani noroioși.

Abb. 19. — Profil durch den Vulkankegel nördlich von Chilioara.
1. Feiner dazitischer Tuff; 2. Dazitische Breccie; 3. Pont. F. Verwerfungen mit Schlammvulkanen.

IV. GEOMORFOLOGIA

Datele geomorfologice de care dispunem pînă acum asupra bazinului Silvaniei, sînt cu totul sumare, ele fiind conținute în lucrarea lui ST. MATEESCU și în aceea a lui FICHEUX. Acest bazin n-a făcut obiectul unui studiu geomorfologic special. De la început este cazul să remarcăm că individualizarea distinctă, pe care o constatăm astăzi, la bazinele neogene externe ale munților Apuseni, este un fenomen secundar și de dată tîrzie, anume de la sfîrșitul Pliocenului și din Cuaternar. Țărmul de est al mării ponțiene panonice ce se prezenta mult mai puțin franjurat decît este cazul limitei geologice de astăzi. Ea este consecința eroziunii intense a depozitelor moi de vîrstă pliocenă care acopereau în mare măsură horsturile cristaline situate între bazine.

Întrucît o explicare bine documentată a formelor de relief actuale arată măsura în care s-a reușit să se pună și să se rezolve problemele stratigrafice și mai ales cele tectonice, considerăm necesară expunerea rezultatelor geomorfologice obținute în paralel cu cele geologice.

Unitatea morfologică a bazinului Silvaniei și limitele sale clare sînt consecința unității tectonice pe care o prezintă această depresiune, în comparație cu horsturile care o limitează spre SE și spre SW. Pe de

Institutul Geologic al României

altă parte variațiile de relief din interiorul bazinului se datoresc influenței fundamentului depozitelor neogene, precum și dezvoltării istorice a acestui bazin.

Cele trei mari unități tectonice separate : șanțul Zălaului, insulele cristaline interne și monoclinul panonic, corespund la tot atîtea unități geomorfologice cu caractere proprii, în care poate fi raionată morfologia bazinului. Dacă cineva, urcat pe Măgura Șimleului, privește spre S și cuprinde într-o singură privire munții Meseșului și ai Plopișului, este surprins cît de deosebit se prezintă aspectul lor. Într-adevăr, în timp ce munții Plopișului prezintă aspectul unui podiș înalt — ei reprezentînd o peneplenă — munții Meseș se prezintă în forma dinților unui ferăstrău constînd dintr-o alternanță deasă de vîrfuri înalte pînă la 990 m și de șei situate în imediata apropiere care coboară cu 100—200 m sub nivelul vîrfurilor, unele dintre ele coborînd chiar pînă la 281, 416 și 596 m altitudine absolută.

În șanțul Zălaului, devenit uscat încă de la sfîrșitul Ponțianului, s-a organizat o primă rețea hidrografică chiar de la începutul Dacianului. Suprafața acestei porțiuni de bazin a fost drenată inițial de un singur curs de rîu care reprezenta prelungirea spre NE a vechiului curs a Drăganului. Acesta urmărea șanțul Zălaului paralel cu Meseșul și cu Prisaca și se vărsa în acel maximum de scufundare existent atunci și reprezentat prin bazinul Băii Mari. Astăzi acel lung pîrîu se află fragmentat în două : cursul superior al Crasnei și pîrîul Sălaj.

Documente litologice în sprijinul acestei ipoteze n-am găsit. Totuși cotitura în unghi drept, pe care o face rîul Crasna la Vîrșolț, prelungirea sectorului său de pînă aici în direcție NE cu Pîrîul Rece, afluent al pîrîului Zălau și direcția pe care o prezintă cursul superior al pîrîului Sălaj la Gîrcei, dovedesc unitatea de odinioară a acestor văi.

Barcăul nu exista încă în Dacian. Apele care coborînd din munții Plopiș sînt adunate astăzi de acest rîu, curgeau pe atunci spre N pentru a se vărsa în rîul Crasna mai jos de localitatea cu același nume. Ele foloseau în acest scop V. Ratinului, în care ajungeau trecînd actuala creastă de pe dreapta Barcăului prin dreptul satului Valcăul de Sus.

Mai spre N, V. Iazului și Valea Mare depășeau și ele creasta de pe dreapta Barcăului în dreptul satului Boghiș, folosind cursul actual al rîului Pupoș. Și mai la N încă V. Dridiului depășea aceeași creastă mai sus de Nușfalău pentru a urmări V. Corhanilor, ambele unindu-se cu V. Ratinului. Existența unei vechi rețele hidrografice a cursului superior al pîrîului Barcău, în timp ce era afluent al Crasnei, este documentată prin prezența pietrișurilor de cuarț constatate în șanțul săpat în 1962 al șoselei pe marginea de W a satului Ratin.

Într-un stadiu următor al evoluției hidrografice a avut loc formarea actualului curs mijlociu al Crasnei, situat în aval de Vîrșolț, pînă la ieșirea acestuia din defileul de la Șimleu. Cauza acestei schimbări o atribuim faptului că mișcările de scufundare încetaseră în bazinul Baia Mare, în schimb a devenit activ un nou centru de scufundare în regiunea de la W de Satul Mare. Acest centru intensificînd activitatea erozivă a unor pîraie din

Institutul Geologic al României

timpul Levantinului, a împins cursurile acestora pînă la Vîrşolţ unde au captat actualul curs superior al Crasnei.

Sectorul orientat SW—NE, al Crasnei de la NE de Uileacul Şimleului, după ieşirea din Cristalinului Măgurii, pare a fi determinat de prelungirea spre SW a faliei Sărmăşag care este aici acoperită de aluviuni.

Formarea cursului mijlociu al Barcăului, începînd de mai sus de Nuşfalău şi pînă la Suplacul de Barcău, este de vîrstă şi mai tînără încă, probabil de la sfîrşitul Levantinului. Ea corespunde apariţiei unor noi centre de atracţie a apelor, situate mai spre S, din depresiunea panonică. Vîrsta ei tînără este dovedită de piemontul care se dezvoltă la SE de Nuşfalău, format din depozite care nu-şi au corespondentul pe dreapta acestui sector al Barcăului. Bazinul Nuşfalăului este de origină erozivă, depozitele cele mai tinere predominant nisipoase ale Ponţianului superior fiind erodate pe o grosime de cca 100 m şi acoperite cu pietrişuri şi argile piemontane.

Unele ape din acest bazin de eroziune au depăşit probabil într-un timp creasta şi la E de Nuşfalău, folosind actuala vale a pîrîului Puturos, pentru a ajunge în Crasna la Şimleu. Altitudinea scăzută din şeaua pe unde au trecut apele este folosită acum de şosea şi de linia C.F.R. coborînd pînă la cca 240 m, faţă de 301 m cota imediat învecinată de pe creastă.

O altă caracteristică a regiunii sînt numeroasele depresiuni erozive de contact. Acestea s-au dezvoltat în lungul faliilor dintre Cristalin şi bazin sau între două etaje neogene, prin erodarea depozitelor moi. Depresiunile de contact pot fi urmărite pe marginea de E a bazinului începînd din regiunea de la W de Benesat pînă la Stîrci, apoi pe ramura de W începînd de la Fizeş pînă la Suplacul de Barcău. Uneori dezvoltarea lor este minimă, cunoscîndu-se numai sub forma unei lărgiri bruşte a văilor înguste care ies din Cristalin şi prin primirea unor mici vîlcele afluente, care urmăresc de o parte şi de alta exact limita dintre Cristalin şi Sedimentar. Alteori depresiunile de contact sînt destul de largi pentru a putea cuprinde sate întregi (Căţelu, Popeni, Şoimuş, Bîrsa, Porţ, Chilioara, Coşei, Cehei etc.) sau chiar oraşe (Şimleul Silvaniei).

De asemenea sînt foarte frevcente şeile de contact. În acest caz culmile care vin din munţi şi ajung la marginea bazinului, nu-şi păstrează panta lor uniformă, ci relieful scade deodată cu cîţiva metri pînă la peste 20 m pe o lăţime de zeci şi chiar de peste 100 m, pentru ca ulterior în cuprinsul depozitelor pliocene de pe marginea bazinului relieful să se ridice din nou şi apoi să scadă iarăşi definitiv în spre interiorul bazinului.

Prezenţa a foarte numeroaselor depresiuni şi şei de contact este o dovadă a influenţei mişcărilor neo- şi actuotectonice, întrucît fracturile existente la contactul blocurilor, situate la altitudini foarte diferite, au fost active pînă în prezent slăbind constituţia rocilor neogene din acoperiş şi permiţînd astfel intensificarea eroziunii.

Un rol de seamă în determinarea aspectului geomorfologic al bazinului l-au jucat şi faliile. Prezenţa faliilor a determinat în interiorul bazinului direcţia locală a unor sectoare de ape curgătoare. Din numeroasele exemple care se pot da în acest sens, vom alege numai cîteva. Astfel V.

Institutul Geologic al României

Creicuta, afluent al pîrîului Zălau la S de Crişeni, urmăreşte cu direcţia ei de E—W acea falie care a determinat decroşarea liniei de creastă a brachianticlinalului Panic-Crişeni.

Mai departe în continuarea ei spre W, pe această direcţie de faliere se instalează porţiunea din pîrîul Barcău cuprinsă între Zăuan şi Porţ. De asemenea cursul Crasnei între Şimleu şi Uilacul Şimleului s-a stabilit pe fractura ce separă acest horst de depresiunea situată în spre apus.

Cursurile pîraielor Chilioara şi Gurăslău s-au instalat tot pe falia dintre Tortonian şi Pliocen, întrucît aici posibilitatea de eroziune era cea mai uşoară. Alte exemple de văi instalate pe fracturile din fundament sînt cei cîţiva afluenţi de pe stînga Someşului de la N de Jibou : V. Şoimuşului, V. Bîrsei şi V. Inăului.

Un aspect al reliefului determinat de situaţia tectonică sînt şi micile începuturi de inversiune de relief, care au luat naştere în cele două maxime de ridicare locală ale brahianticlinalelor Panic şi Crişeni, depresiuni care au permis dezvoltarea acestor două sate.

Pentru întregul bazin trebuie să admitem, că într-un stadiu anterior eroziunea a acţionat cu predilecţie pe verticală, producînd adîncirea reţelei hidrografice. A urmat apoi un stadiu corespunzător diluviului cînd nivelul de bază stabilindu-se, apele nemaiputîndu-se adînci, eroziunea a lucrat acum lateral, producînd intense alunecări de teren, mai ales în depozitele slab consolidate ale Pliocenului, precum şi colmatarea albiilor. Intensitatea alunecărilor creşte începînd din partea inferioară a pantei, unde ele sînt vechi şi aproape şterse, spre partea superioară din apropierea culmilor, unde se constată rupturi proaspete şi adînci de mai mulţi metri, cu formare de movile izolate sau în grup, uneori adevărate piramide de pămînt. Unele pîraie mici apar cu albia literalmente strangulată de alunecări.

Prezenţa alunecărilor a putut fi constatată chiar şi în Cristalin, ele apărînd destul de frecvent pe versantul de W al crestei Meseşului. Geneza lor este datorită numeroaselor fracturi locale care au permis infiltrarea apelor şi punerea în mişcare a unor suprafeţe de sute de metri pătraţi de Cristalin adeseori alterat.

Alternanţa frecventă în Ponţianul superior din şanţul Zălaului, precum şi în Dacianul din monoclinul panonic al unor complexe predominant nisipoase sau chiar fin conglomeratice cu complexe predominant marnoase a determinat punerea în evidenţă a rocilor mai bine cimentate din primul complex sub formă de praguri care se repetă pe pantă de mai multe ori. Chiar dacă acestea nu pot fi observate din imediata apropiere, ele devin foarte distincte de la o depărtare de 2—3 km.

Un punct deosebit de important, necesar a-l atinge în acest capitol, este străpungerea horstului Meseş de pe un versant pe celălalt de către apele a trei pîraie. Dintre aceste două (V. Poniţei şi V. Ragului) vin din Bazinul Transilvaniei pentru a intra în acela al Silvaniei. Ele curg de la E spre W fiind tributare Crasnei. Al treilea, pîrîul Strîmturii curge în sens invers, fiind tributar bazinului hidrografic al Someşului.

Institutul Geologic al României

Valea Ragului înainte de a străbate Meseşul, curge mai întîi în Bazinul Transilvaniei cca 2 km. Această vale a folosit în străpungerea sa, un sistem foarte complicat de falii, care au dat naştere unui graben dispus transversal pe direcţia Meseşului. În acest graben V.Ragului şi-a tăiat în unele sectoare un adevărat defileu. Valea începe în E în depozitele de vîrstă eocenă ale Bazinului Transilvaniei, străbate apoi o distanţă scurtă depozitele danian-paleocene, urmărind o falie, care le decroşează pe o distanţă de cca 100 m, apoi intră în Cristalin pe care-l străbate cca 1 km, urmărind aceeaşi falie E—W, traversează Triasicul inferior şi mediu, pe care de asemenea îl decroşează, intră din nou în Cristalin, valea rămînînd mereu strîmtă, pînă la grupul de case al cătunului Valea Ragului. Aici valea intrînd în Tortonian se lărgeşte puţin pentru a se deschide larg la intrarea în depozitele moi ale Ponţianului.

Data, cînd a avut loc această străpungere, nu o putem preciza. În orice caz sistemul de falii transversale este mult mai vechi decît Pliocenul, dovadă fiind prezenţa unui petec de Ponţian pe Cristalinul de pe stînga văii Ragului, mai sus de ultimul grup de case din E. Apele Ponţianului din bazin intrau deci pe o oarecare adîncime în interiorul Cristalinului, folosindu-se de V. Ragului.

În capătul de N al munţilor Meseş, pîrîul Strîmturii înaintînd dinspre E din Bazinul Transilvaniei, a folosit sistemul de falii transversal al Moigradului, pentru a pătrunde în bazinul Silvaniei.

Cursul superior al văii Strîmturii este reprezentat prin V. Rodinei care urmăreşte sistemul de falii longitudinal al fracturii Parameseş. Această vale a făcut parte iniţial din sistemul hidrografic al bazinului Silvaniei. Ulterior ea a fost captată de pîrîul Strîmturii în regiunea situată la E de biserica din Ortelec, după cum o dovedeşte cotitura în unghi drept pe care o face aici.

Spre deosebire de valea Ragului care s-a adîncit numai pînă la altitudinea de 418 m, V. Strîmturii folosind această mare scufundare curge la o altitudine inferioară curbei de nivel de 300 m.

V. HIDROGEOLOGIA

Cu ocazia parcurgerii terenului am putut constata numeroase date hidrogeologice interesante. Pe acestea găsim că este cazul să le menţionăm în scopul de a atrage atenţia asupra unora dintre ele care nu erau cunoscute şi de a pune la îndemîna cercetătorilor viitori o bază de plecare mai documentată decît aceea de la care am putut pleca noi. În plus ele ne permit să aducem multe dovezi suplimentare pentru înţelegerea structurii geologice expuse.

În cele ce urmează ne vom ocupa de : izvoarele arteziene, „vulcanii noroioşi", apele termale, izvoarele minerale, apele dure şi regiunile lipsite de ape freatice uşor accesibile.

Izvoarele arteziene. Am distins existenţa a trei raioane cu ape arteziene. Acestea sînt : zona axială a şanţului Zălau şi, parţial monoclinul panonic, ambele acoperind suprafeţe relativ mari, precum şi regiunea de

Institutul Geologic al României

la N de Jibou, a cărei suprafață nu o cunoaștem, dar nu poate fi decît foarte limitată.

Referindu-se la etapele arteziene din primele două raioane, trebuie să constatăm că ele apar (datorită înclinării slabe a stratelor și a lipsei de intercalațiuni marnoase), numai începînd de la o oarecare depărtare de rama cristalină și anume numai pe traseele văilor care prezintă o eroziune suficient de adîncă, precum sînt : Zălaul, Barcăul și Sălajul, împreună cu unii afluenți ai lor. De asemenea, ele sînt restrînse la rocile de vîrstă ponțiană și nu se mai manifestă deîndată ce străpungem depozitele acestuia.

Un caz care confirmă aceasta este forajul executat în anii 1948 — — 1949 pe marginea de W a satului Crasna. Forajul a mers în marne ponțiene pînă la adîncimea de 250 m, avînd o singură intercalație de nisip acvifer, groasă de 2 m la adîncimea de 160 m. Acest nisip a dat apă ascendentă pînă la 16 m sub nivelul amplasamentului forajului. În speranța de a se da totuși de apă, s-a continuat forajul întîlnindu-se 16 m de Sarmațian, după care s-a intrat în tuf dacitic. La 268 m forajul, a cărui apă era destinată adăpării vitelor de la păşunat, a fost oprit din motive financiare.

Remarcăm că satul Crasna, care se aprovizionează cu apă potabilă din fîntîni, ar putea avea apă arteziană, întrucît strada principală se află sub nivelul pînă la care s-a ridicat nivelul apei din foraj.

Cu această ocazie amintim afirmațiile noastre anterioare că artezianismul apelor de aici nu se datorește existenței vreunei structuri sinclinale a regiunii, ci pînzelor de ape captive care se află în alternanța de material grosier (pietriș, nisip), cu grosime crescîndă spre marginea bazinului, unde se încarcă cu apă, cu material fin (argile și marne), a cărui grosime crescîndă spre interiorul bazinului, joacă rol de strate protectoare.

Cele mai vechi puțuri arteziene se cunosc la Zălau, ele datînd de peste 100 de ani. Acest oraș fiind centrul cel mai populat din bazin și destul de intens industrializat, pe teritoriul său, sau în imediată apropiere, au fost săpate pînă acum 19 puțuri arteziene.

Important de remarcat este faptul că apa acestor puțuri nu este folosită în întregime, întrucît populația se aprovizionează cu apă numai direct de la puț, timp de 3—4 ore pe zi. În restul de 20—21 ore apa curge nefolosită. Cînd însă este nevoie de apă într-un nou cartier sau pentru o nouă unitate industrială, atunci se execută un foraj nou pentru a avea apă la îndemînă.

Un aspect important al înmulțirii continuie al numărului puțurilor și al folosirii reale numai a unei mici cantități din apa izvorîtă, este dacă acest mod de exploatare nu va conduce la slăbirea pînzelor de apă arteziană, întrucît apa izvorește în cantitate mai mare decît se infiltrează în pămînt.

Caracteristica apelor tuturor puțurilor arteziene constă în temperatura lor ridicată de cca 16—17° și în conținutul de H_2S. Mai constatăm că, cu cît puțurile se află mai în apropierea ramei cristaline, cu atît ele conțin o apă mai rece și o cantitate mai scăzută de H_2S. Temperatura ridicată a acestor ape, precum și conținutul lor de H_2S, provine din oxidarea granulelor mici de marcasită care sînt împrăștiate în mare număr

Institutul Geologic al României

în depozitele ponţiene, în special în marne. Temperatura izvorului de la Crişeni este de 23,5°.

În şanţul Zălaului, în afară de puţurile din oraşul Zălau şi din imediata apropiere, mai există puţuri arteziene în următoarele localităţi : Crişeni, două la Cehul Silvaniei (la moară şi în centrul oraşului), la Nuşfalău şi pe V. Tura. Din forajul de la moara din Cehul Silvaniei se degajă continuu o cantitate mică de gaze.

Izvorul artezian de la Crişeni conţine o apă slab sărată şi o cantitate oarecare de hidrocarburi gazoase, probabil metan. Prezenţa apei în axul unui anticlinal, se explică prin faptul că creştetul acestuia rămîne cu mult mai jos în comparaţie cu flancul de E al sinclinalului Zălau, ale cărui depozite pliocene, reprezentate prin pietriş fin şi nisip grosier, se ridică mult spre E, rezemîndu-se de Cristalinul Meseşului.

La W de Benesat, lîngă şoseaua ce duce la Cehul Silvaniei, apare un izvor de falie între Pliocen şi Tortonian, în care apa se ridică peste 0,50 m în colacul de piatră pus în acest scop. Prezenţa acestuia este dovada existenţei unei pînze de apă freatică venind dinspre E, care se ridică deasupra altitudinii locului.

În monoclinul panonic numărul puţurilor arteziene este mai mic. Există cîte unul la gara Sărmăşag, Camăr, Şumal (un foraj de explorare pentru petrol, puternic sulfuros) şi la Balc. La colonia minieră din Sărmăşag există de asemenea un puţ artezian, în care apa vine numai pînă exact la nivelul solului, astfel că a trebuit să se facă o amenajare specială pentru a putea fi folosită apa.

În regiunea de la N de Jibou, există un singur izvor artezian, executat în 1898 pentru explorarea hidrocarburilor pe marginea de S a satului Someş-Odorhei, între linia ferată şi şosea, la cca 100 m depărtare de aceasta din urmă. Privite superficial, condiţiile geologice în care apare aici apa arteziană ar fi de neînţeles, atît în ipoteza veche a unei structuri anticlinale, cît şi în ipoteza nouă care admite o structură de horst foarte strivit al cărui sîmbure cristalin este îngropat. Coloana sondei este înfundată cu un dop de lemn prin care reuşeşte totuşi să pătrundă o cantitate mică de apă sărată, care se răspîndeşte împrejur stînjenind culturile.

În aceste condiţii, explicaţia arteziansmului apei din acest foraj poate fi numai prezenţa unei cantităţi mici de gaze, care ţine apa sub presiune, ridicînd-o pînă la suprafaţă.

„*Vulcani noroioşi*". Această denumire poate fi dată la numeroase izvoare caracterizate prin apariţia permanentă a apei chiar şi în timpul secetelor, în suprafeţele uneori de zeci de metri pătraţi pe care le ocupă, precum şi prin adîncimea mare a noroiului din care apar. Conţin apă dulce şi sînt lipsite de gaze. Ele sînt acoperite permanent cu vegetaţie, se află întotdeauna în luncile văilor sau în imediata lor apropiere. Vitele sînt ferite de ele întrucît căzînd, intră adînc şi nu mai pot fi scoase. Adeseori sînt acoperite de locuitori cu lemn şi crengi, iar dacă se bagă în ele prăjini lungi, acestea nu le dau de fund. De aceea oamenii le numesc „tăuri fără fund", iar în unele regiuni „ochi de mol" (nămol). S PAPP le denumeşte „izvoare calde", dar nimeni nu dă indicaţiuni asupra genezei lor.

Institutul Geologic al României

Dintre cele cca 39 asemenea izvoare pe care le-am identificat (uneori numărul lor exact nici nu poate fi precizat, întrucît în anotimpurile ploioase, ele se unesc cîte mai multe la un loc), unul singur merită denumirea de „vulcan noroios", deoarece se ridică cca 20 cm deasupra nivelului local şi, la fel cu vulcanii noroioşi din regiunile petroliere, el este în legătură cu manifestările de gaze (H_2S). Acesta este vulcanul noroios de la Crişeni, situat pe malul stîng al văii principale, în mijlocul satului. El se caracterizează printr-o erupţie permanentă, dar slabă, nu conţine gaze inflamabile, în schimb conţine H_2S. În afară de băltoaca principală, la o distanţă de cca 3 m, există încă trei băltoace mai mici şi cu activitate mai scăzută.

După spusele locuitorului Vasalaş Crişan în vîrstă de 75 de ani, în iulie 1910, acest vulcan noroios a erupt pe neaşteptate cu o intensitate deosebit de mare, acoperind pe mii de metri pătraţi toată lunca văii cu un strat de noroi gros de cca 0,5 m, astfel că oamenii nu s-au putut folosi de teren timp de doi ani. De asemenea, a împroşcat cu noroi toate casele din jur. În timpul războiului din 1942, acest vulcan ar fi avut din nou o activitate foarte scăzută. Probabil, că semnalarea acestui fenomen a determinat prospecţiunea făcută în regiune de S. Papp (1915) şi apoi executarea forajului adînc de 723 m, amplasat cam la 200 m mai sus de gura văii Oaei, afluent pe dreapta văii Satului, unde în prezent este amenajat un strand.

Amplasamentele celorlalte izvoare din perimetrul nostru sînt următoarele : la Crişeni, un număr de opt izvoare, la Cristur există unul, la Gîrcei tot unul, la Hereclean unul, la Panic şapte izvoare, la Căţeluşa două izvoare, la Recea trei izvoare, la W de Şimleul Silvaniei două-trei izvoare, la Valcăul de Jos şi de Sus cîte un izvor, la Ortelec W de biserică trei izvoare.

În ceea ce priveşte geneza lor cercetările noastre au ajuns la concluzia că aceste izvoare se găsesc întotdeauna amplasate pe linii de falii de importanţă mai mare sau mai mică şi în consecinţă ele reprezintă izvoare ascendente. Numele de „izvoare calde" provine de la faptul că nu îngheaţă iarna, deoarece apele lor provin de la oarecare adîncime.

Remarcăm că acest fel de izvoare, prin numărul lor mare sînt caracteristice bazinului Silvaniei şi că ele lipsesc din unele bazine (Zărand, Beiuş, Borod), sau sînt foarte puţine în alte bazine de la exteriorul munţilor Apuseni (de exemplu Baia Mare). Această constatare este un argument în plus asupra structurii diferite pe care o prezintă bazinul Silvaniei, în comparaţie cu celelalte bazine şi a problemelor proprii care se pun în el, prin prezenţa unor numeroase fracturi, deşi puţin importante.

Apele termale sînt cunoscute din cele două foraje executate în 1962, la Drighiu şi la Valcăul de Jos. Temperatura lor este de peste 30°. Prezenţa acestora dovedeşte existenţa unor fracturi puternice în fundamentul format, în special, din Cristalin al depozitelor neogene. Este posibil să apară, în eventualele foraje amplasate pe flancurile anomaliilor gravimetrice pozitive şi izvoare de borviz întrucît acestea sînt cunoscute chiar în plin

Institutul Geologic al României

Cristalin al Plopişului, din regiunea fabricii de sticlă de la Pădurea Neagră în masivul Plopiş.

Izvoarele minerale sînt destul de numeroase, dar puţin variate şi puţin concentrate.

Izvoare feruginoase există la Zăuan, Zalnoc, Chiejd etc. unde sînt folosite uneori de localnici pentru băi. Fierul din ele provine din cimentul gresiilor sau din nisipurile de vîrstă poliocenă.

Izvoarele sulfuroase sînt mai numeroase. Ele sînt cunoscute la : Crişeni (în vulcanul noroios), Jibou (W de oraş), băile Căţelul şi într-o vale situată la N de acestea, Căţeluşa (în două fîntîni din capătul de S al satului), Subcetate precum şi în marea majoritate a apelor din izvoarele arteziene. Sulful provine cel mai adesea din concreţiunile de marcasită din marnele ponţiene, iar uneori posibil şi din gipsul tortonian.

Izvoarele sărate provin din apele de zăcămînt întrucît nicăieri în regiune nu se întîlnesc la suprafaţă sau în foraje, depozite sub facies salifer. În afară de apa forajului de la S de Someş-Odorhei, mai cunoaştem ape sărate în izvorul mineral de la W de Jibou în malul stîng al pîrîului Ferăstrău, pe fracturile din cuprinsul stratelor pestriţe inferioare şi dintre acestea şi depozitele de vîrstă tortoniană de pe parcursul prelungirii spre N a fracturii Parameseş, ca de exemplu de la E de satul Bîrsa în malul stîng al văii, la Benesat, pe marginea de W a satului la Aluniş, la contactul dintre Paleocen şi Tortonian.

În forajul de la Crişeni apa sărată se întîlneşte la două nivele (268,36 m şi 285 m). ea reprezentînd infiltraţiuni care ajung aici de la circulaţia mai intensă a apelor de zăcămînt de pe fractura Parameseş. Izvorul de la Jibou, precum şi cel de la Crişeni, conţin iod.

Ape dure. Acest fel de ape sînt caracteristice puţurilor săpate în marnele ponţiene masive. Astfel, de pildă, apa din puţurile de la Nuşfalău nu este bună nici de gătit şi nici de spălat, ci este folosită numai la adăpatul animalelor.

Pînze de *ape freatice* uşor accesibile lipsesc în depozitele de piemont, fie că acestea sînt de vîrstă daciană fie levantină. Astfel pe mari suprafeţe situate pe interfluviile de la S de satele Pria, Cizer, Sîrbi şi Sîg, apoi de la E de contactul dintre Cristalinul Plopişului şi Pliocenul bazinului de eroziune al Nuşfalăului, precum şi de pe marginea de S a Cristalinului Făget (regiunea satelor Sodulba, Hodişa, Cuţa, etc.) fiind formate din pietrişuri şi nisipuri piemontane groase pînă la peste 100 m, nu posedă ape freatice, iar vegetaţia constă din esenţe puţin valoroase (mesteacăn etc). Satele sînt aşezate pe văi, iar cînd se află pe piemonturi (exemplu Dolea) duc mare lipsă de apă.

VI. CONCLUZII

Bazinul Silvaniei reprezintă o treaptă de scufundare intermediară între munţii Apuseni şi marea depresiune panonică. Depozitele sale constau din Tortonian, Sarmaţian, Ponţian, Dacian, Levantin (?) şi Antropogen.

Institutul Geologic al României

Fundamentul este format în cea mai mare parte din Cristalin mezozonal, peste care se găsesc numeroase petece de Triasic, Danian-Paleocen, Eocen inferior şi faciesul de Gosau (fig. 20).

Permianul este cunoscut numai ca pietriş în piemontul de la SE de Zălau. Triasicul apare sub formă de petece de conglomerat şi gresie cuarţitică werfeniană, de dolomit anisian şi de calcar negru ladinian pe marginea cristalinului.

Cretacicul superior este dezvoltat sub facies de Gosau. Răspîndirea mare la suprafaţă şi în foraje a depozitelor danian-paleocene dovedeşte marea importanţă a Cristalinului în alcătuirea reliefului din acel timp. Depozitele sale s-au format pe continent în condiţii de piemont, cu o întrerupere cînd s-a depus marnocalcarul de Rona într-un lac cu apă dulce al cărui nivel a oscilat mult.

Eocenul inferior, format din marne cu gips, cu nummuliţi şi din gresii, se găseşte transgresiv. El apare în regiunea crestei Meseşului, precum şi pe fractura Parameseş la W de Jibou.

Tortonianul, puternic transgresiv, ocupă suprafeţe mari şi apare cel mai adesea direct peste Cristalin. Constă din rocile caracteristice acestui etaj în toată depresiunea panonică. Grosimea sa nu depăşeşte 100 m. Posedă o foarte bogată faună tropicală, în care predomină Gasteropodele. Apare în special în regiunea de S a bazinului pe marginile mun-

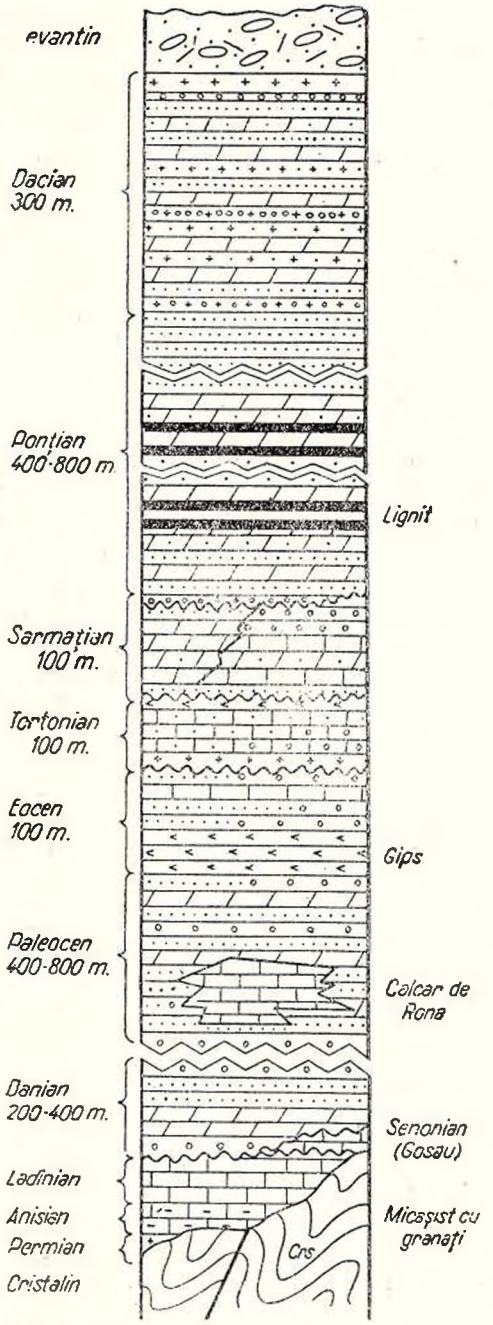


Fig. 20. — Coloană stratigrafică prin Neogenul bazinului Silvaniei şi rocile din fundament.

Abb. 20. — Stratigraphische Kolonne durch das Jungtertiär des Silvania-Beckens und den Gesteinen aus dem Grundgebirge.

Institutul Geologic al României

ților Meseș și Plopiș și pe insulele cristaline. Depozite de vîrstă buglo-viană n-au fost întîlnite.

După o scurtă și ușoară ridicare a fundului, corespunzătoare mișcă-riler din faza stirică, apele se adîncesc din nou în Sarmațian, depășind limi-tele Tortonianului. Fauna sărăcește considerabil, supraviețuind genurile *Cerithium*, *Trochus*, *Buccinum*, *Cardium*, *Modiolus* etc.

Sarmațianul acoperă suprafața cea mai mare în colțul de S al depre-siunii, unde s-a păstrat sub formă de petece mici pe marginea de E a mun-ților Plopiș. Apare și pe marginea de W a insulei cristaline a Măgurii Șim-leului, iar de curînd au fost descoperite două petece mici pe insula mio-cenă de la Coșei. Depozitele sale constau din două faciesuri : unul litoral-calcar lumașelic și oolitic — și altul de adîncime sau depus la gurile rîurilor — marne, gresii și microconglomerate slab cimentate.

Asupra relațiilor dintre Sarmațian și Pliocen ne menținem ferm pe vechea noastră poziție asupra unei îndelungate perioade continentale preponțiene. Dovadă că bazinul a fost golit de ape pe toată suprafața sa, este dispariția bruscă și fără urmași a faunei sarmațiene. Fauna pliocenă nu posedă nici măcar un descendent al faunei marine sarmațiene.

Ideea continuității de sedimentare, admisă timp de decenii pentru regiunile de pe marginile depresiunile panonice, era determinată de pre-zența acelorași roci — marne și gresii friabile — care se depuseseră atît în Sarmațian cît și în Pontian în largul apelor, precum și pe alterarea subaeriană a depozitelor sarmațiene produsă în timpul perioadei con-tinentale preponțiene, astfel că s-a șters lipsa de continuitate dintre rocile vechi și cele noi.

În comparație cu depozitele miocene, sedimentele pliocene se carac-terizează prin marea suprafață pe care o acoperă și prin marea lor grosime, datorită scufundării continuie a numeroase blocuri din fundament. Au fost separate pe baze faunistice sau petrografice etajele : Pontian, Dacian și Levantin(?). Sărăcia în fosile a unor pachete groase de strate ponțiene este consecința caracterului de mare închisă, precum și erodării depozi-telor litorale, singurele bogate în faună.

Întrucît blocul munților Apuseni a prezentat mișcări pe verticală independente de celelalte blocuri, care formau țărmurile mării interioare panonice, iar sedimentele și fauna prezintă aspecte caracteristice fiecăruia din aceste blocuri, clasificarea în opt zone propuse de PAPP pentru bazinul Vienei nu se poate aplica și la noi. Constatăm totuși că zonele C—E sînt prezente.

Apele mării interioare panonice au stat în legătură temporară cu apele mărilor de la exteriorul Carpaților în faza lor de transgresiune maximă din Pontian, cînd a avut loc un schimb faunistic redus. Mai constatăm existența unor specii de Unionide, Vivipare, Melanopside etc. de vîrstă levantină, comune pe ambele laturi ale Carpaților. Apele ponțiene au pose-dat o stratificație comparabilă cu aceea din Marea Neagră actuală, în sensul că apele adînci erau bogate în H_2S, în timp ce la suprafață, deci și la țărm, ele posedau cantitatea normală de oxigen. Temperatura apelor era ridicată, iar diferența dintre iarnă și vară, mică, datorită activi-

Institutul Geologic al României

tăţii hidrotermale mult mai intensă ca astăzi, a izvoarelor calde de pe fundul bazinului.

Ponţianul ocupă suprafaţa cea mai mare în regiunea de E a bazinului, pe cînd la W de insulele cristaline interne apare numai în văile adînc erodate ale Barcăului şi Crasnei. În timp ce pe marginea de E a bazinului, Ponţianul ia contact printr-o falie, direct cu Tortonianul, Paleogenul sau chiar cu Cristalinul, pe marginea de W el depăşeşte falia acoperind direct Cristalinul.

Am distins trei orizonturi petrografice în Ponţianul din şanţul Zălaului şi două orizonturi la W de insulele cristaline. Acestea au determinat în interiorul bazinului o variaţie de facies datorită faptului că apele unui rîu, care veneau din interiorul munţilor Apuseni, Paleo-Drăganul, erau conduse prin şanţul Zălaului spre N, pentru a ajunge în bazinul Baia Mare. Limitele dintre orizonturi sînt arbitrare.

Pe ramă şi în jurul insulelor cristaline s-a dezvoltat un facies litoral nisipos, foarte bogat în fosile de apă dulce, dar acesta a fost erodat în cea mai mare parte cu ocazia formării depozitelor de piemont levantin.

În sedimentele ponţiene, depuse la oarecare depărtare de ţărm, fosilele nu sînt distribuite uniform. În timp ce pachete groase sînt lipsite de macrofosile, anumite nivele cu grosimi centimetrice abundă în exemplare ale aceleiaşi specii.

În regiunea de S a şanţului Zălaului orizontul superior al Ponţianului s-a depus sub influenţa Paleo-Drăganului. Acesta a sedimentat o alternanţă deltaică de nisip şi de pietriş torenţial cu o grosime de peste 100 m, în timp ce spre N apele transportau material tot mai fin, bazinul umplîndu-se de la S spre N. În acest timp, în regiunea de la W de insulele cristaline, situată într-o zonă cu ape liniştite şi puţin adînci, s-a dezvoltat un facies de turbărie care a dat naştere stratelor de lignit ale Ponţianului superior. Grosimea depozitelor ponţiene variază în funcţie de relieful fundamentului, putînd atinge 800 m.

După încetarea sedimentării complexului argilo-nisipos cu strate de lignit şi cu o faună caracteristică destul de bogată, urmează, în continuitate de sedimentare, un complex predominant grezos, cu intercalaţiuni de conglomerat mărunt şi cu mult material vulcanic. Fauna ponţiană este înlocuită printr-o faună mai săracă de Unionide mari şi sculptate, Vivipare, Valvate etc. căreia îi atribuim o vîrstă daciană. Separarea depozitelor ponţiene de cele daciene o facem, deci, pe criterii litologice şi paleontologice. Ea corespunde unei schimbări adînci produsă în evoluţia geologică a regiunii de NW a Transilvaniei. Grosimea depozitelor daciene este de cca 300 m.

Am atribuit vîrsta levantină (?) unui complex de pietrişuri şi nisipuri torenţiale, nefosilifere, care au luat naştere în condiţii de piemont terestru pe marginile bazinului, la W de insulele cristaline interne, precum şi în micul bazin de eroziune al Nuşfalăului. Grosimea lor este variabilă începînd de la cîţiva metri pînă la peste 100 m.

Suprafeţele restrînse care făceau obiectul cercetărilor din trecut, nu permiteau obţinerea unei imagini clare asupra tectonicei depozitelor

Institutul Geologic al României

neogene. Această deficiență se datora și faptului că bazinul era studiat independent de rama sa.

Se disting două etaje structurale: Cristalinul împreună cu Sedimentarul preneogen și cuvertura neogenă.

Amplasarea bazinului nu este întîmplătoare, ci se datorește scufundării sale de-a lungul unor sisteme de fracturi vechi. Ele urmăresc în cea mai mare parte direcțiile de cutare ale Cristalinului, folosind cele două direcții de linii rupturale ale regiunii: direcția panonică orientată NE—SW și direcția carpatică orientată NW—SE.

Constatăm că acele blocuri de dimensiuni mari, care au început să se ridice încă din Mezozoic și-au continuat ridicarea și în Neozoic, dînd naștere horsturilor, în timp ce blocurile care au început să se scufunde în Paleocen și-au continuat scufundarea și mai tîrziu, dînd naștere bazinelor. Putem vorbi de o ereditate tectonică, care se datorește faptului că marile blocuri fiind separate prin fracturi cu o oarecare înclinare, blocurile ale căror fracturi converg în adîncime, s-au ridicat ori de cîte ori au suferit presiuni tangențiale.

Dintre cele două linii de fractură majoră, care au dat naștere bazinului, cea mai distinctă și cu săritura cea mai mare este fractura Parameseș, a cărei săritură este de cel puțin 1000 m, Ea nu constă dintr-o linie simplă, ci este formată dintr-un întreg sistem de falii paralele, care la SE de Cățelul, au prilejuit apariția unor mici intruziuni andezitice miocene. Depozitele ponțiene din apropierea ei posedă un maximum de grosime.

Meseșul reprezintă un horst a cărui tectonică de amănunt este complicată prin prezența a numeroase falii transversale și longitudinale. Acestea îl împart într-un mare număr de blocuri de diferite mărimi, dintre care unele sînt ridicate, iar altele fiind scufundate au prilejuit conservarea unor mici petece de sedimente triasice sau cretacice.

Structura regiunii de la N de Jibou, de pe ambele laturi ale Someșului, considerată de HOFMANN și de toți geologii de pînă acum ca reprezentînd un anticlinal, s-a dovedit că reprezintă un horst îngropat, care face legătura între horsturile aparente al Meseșului și Prisacei.

Fractura dintre bazin și horstul Plopiș este mai puțin evidentă, fiind acoperită de transgresiunile neogene. În plus, ea este mai puțin unitară întrucît din Cristalin pleacă doi pinteni cu direcția NE în Neogenul din regiunile satelor Fizeș și Aleuș.

Caracterul predominant al structurii întregii jumătăți de N a munților Apuseni este prezența unui vast mozaic în care piesele mici se combină în figuri mari, acestea la rîndul lor în altele și mai mari, care reprezintă horsturile diferitelor masive muntoase sau fundamentul bazinelor umplute cu depozite neogene.

Horstul Heghișei este limitat la E de o puternică fractură miocenă, pe care au avut loc erupțiuni și formarea unui strato-vulcan la N de Chilioare.

Cuvertura neozoică este străbătută de falii cu orientare panonică sau carpatică. Depozitele mobile ale Pliocenului camuflează frecvent pre-

Institutul Geologic al României

zența acestor falii, dar ele sînt marcate fie prin izvoare ascendente, fie prin prezența unor văi care s-au instalat de-a lungul lor.

În bazin distingem existența a trei subunități tectonice : șanțul Zălaului, insulele cristaline interne și monoclinul panonic.

Șanțul Zălaului este afectat în regiunile satelor Crișeni și Panic de un brahianticlinal cu direcția NE—SW, străbătut de o descroșare cu direcția E—W care urmărește V. Zălaului. Această cută își datorește existența unei slabe ridicări a blocurilor din fundament.

Din punct de vedere geomorfologic constatăm existența unei rețele hidrografice levantine astăzi fragmentată cu direcția NE,îndreptîndu-se spre bazinul Baia Mare. Pietrișurile de la W de Ratin dovedesc că apele din Plopiș erau tributare Crasnei. Faliile dintre diferitele unități tectonice sînt marcate prin depresiuni și șei de contact.

Un fenomen interesant este străpungerea horstului Meseș de două pîraie : V. Ragului cu direcția E—W și V. Strîmturii cu direcția W—E, folosind puternicele linii de dislocare transversale ale Meseșului.

Vulcanii noroioși de care au vorbit geologii în trecut, reprezintă în realitate izvoare ascendente, care se înșiră pe linii de falie.

Există două mari suprafețe cu ape arteziene : șanțul Zălaului și monoclinul panonic, cu zeci de puțuri care produc apă cu o temperatură de 15°—17° și cu un puternic miros de hidrogen sulfurat.

Unele foraje adînci, care întîlnesc fundamentul preneogen, produc ape termale.

Primit: 1 aprilie 1963.

BIBLIOGRAFIA

Bandat H., Reich L. (1950). Informațiuni asupra cercetărilor din bazinul Crasnei. — *Jahresb. d. ung. geol. A. 1941—1942*, Budapest.

Bethlen G. (1933). A bihar szilágyi Rézhegység éjszaki peremének földtani és öslénytani viszonyai. — *Földt. szemle melléklete*, Budapest.

Beudant F. S. (1922). Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1918, Paris.

Boda J. (1959). Das Sarmat im Ungarn und seine Invertebraten Fauna. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungarici*, XLVIII,/3. Budapesta.

Ficheux R (1929). Le réseau hydrographique de Bihor septentrional. *Bibl. Inst. Études Roum.* II. București.

Gaal St. (1938) Was ist „Pannon" und was ist „Pont"? (ungurește) *Bányászati és Kohászati Lapok*, 71. Bd., S. 357—345, Budapest.

Givulescu R. (1957) Contribuții la cunoașterea faunei tortoniene și sarmațiene din Nord-Estul Munților Rezului. *Bul. științ. Univ. Babeș-Bolyai*, Cluj, 1—2.

Hauer Fr. — Stache G. (1863). Geologie Siebenbürgens, Wien.

Hofmann K. (1899). Bericht über die im östlichen Teile des Szilágyer Komitates während der Sommercampagne 1878 vollführten geologischen Specialaufnahmen. — *Földt. Közl.* IX, Budapest.

Institutul Geologic al României

Hofmann K. (1882). Bericht über die im NW-Siebenbürgischen Grenzgebirge und Umgebung im Jahre 1881 ausgeführten geologischen Specialaufnahmen. —*Földt. Közl.* Budapest (1882).

Hofmann K. (1883). Bericht über die im Sommer 1882 im südöstlichen Teile des Szatmárer Comitates ausgeführten geologischen Specialaufnahmen. — *Földt. Közl.* XII, Budapest.

Joja T. (1956) Observaţii de ordin stratigrafic în regiunea din jurul oraşului Jibou. — *An. Com. Geol.*, XXX, Bucureşti.

Koch A. (1900). Die Tertiärbildungen der Siebenbürgischen Landesteile I Paleogen 1894, II Neogen, Budapest.

Krăutner Th. (1938) Recherches géologiques et pétrographiques dans le massif cristallin de Bîcul, du Heghieş et dans l'île cristalline de Măgura. — *C.R. Inst. Géol. Roum.* XXII.

Lupu M., Lupu D. (1960). Contribuţii la cunoaşterea faunei de Rudişti din Senonianul munţilor Apuseni. — *Acad. R.P.R., Stud. — Cercet. Geol.*, V/4, Bucureşti.

Lobontiu E. (1940). Probleme economice în legătură cu structura geologică a pămîntului sălăjenesc. — „Ţara Silvaniei" An. I, I, Zălau.

Lörenthey E. (1893). Beiträge zur Kenntnis der unterpontischen Bildungen des Szilágyer Comitates und Siebenbürgens. — *„Értesitő"*.

Mártonfy L. (1879). Beiträge zur Kenntnis des Neogens von Szilágy-Somlyó. — *„Értesitő"*.

Mateescu St. (1927). Date noi asupra structurii geologice a depresiunii Zălaului. — *Rev. Muz. Geol. Mineral.* Cluj, II.

Mateescu St. (1938). Falia Moigradului cu variaţiile de facies pe care le provoacă în Eocenul şi Oligocenul de la sudul şi nordul ei. — *C. R. Acad. Sci. Roum.*, II/6, Bucureşti.

Mátyásovszky I. (1879). Bericht über geologische Detailaufnahmen im Comitate Szilágy im Jahre 1878. — *Földt. Közl.* IX.

Mátyásovszky I. (1881). Bericht über die geologische Aufnahmensarbeiten in Comitate Szilágy. — *Földt. Közl.*, XII.

Mátyásovszky I. (1883). Bericht über die geologische Aufnahmen im Bükk — und Rézgebirge im Sommer 1882. — *Jaresb. d. k. ung. geol. R. A. f. 1882, Földt. Közl.*, XIII.

Maxim I., Ghiurca V. (1960). Forme noi de moluşte din Pliocenul superior de la Derşida (Sălaj). — *Comunic. Acad. R.P.R.*, X/7. Bucureşti.

Nicorici E. (1958). Noi forme de Lamellibranchiate şi Gasteropode din Tortonianul de la Tusa (reg. Crişana). — *Studia Universitatum Babeş-Bolyai*, III/5, ser. II, fasc. 1, Cluj.

Nicorici E. 1961). Contribuţii la cunoaşterea faunei tortoniene din nord-estul munţilor Rezului. — *Studia Universitatis Babeş-Bolyai*. I/1. Cluj.

Nicorici E. (1962) Asupra limitei Sarmaţian-Pliocen pe bordura nord-estică a munţilor Rez. — *Acad. R.P.R., Comunic.*, XII/9.

Nopcsa Fr. (1905) Zur Geologie der Gegend zwischen Gyula-Fehérvár, Déva, Ruskabánya und der rumänischen Landesgrenze. — *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. geol.* A., XIX/4.

Nozsky I., Roth Telegd K. (1948). A Rézhegység fialtal harmadkori fedőképződményei. *Földt. Közl.* LXXVIII, Budapest 1.

Papp S. (1915). Czigány, Egrespatak és Szilágynagyfalu környékének geologiai viszonyai különös tekintettel á földtgáz és petroleum kutatására. *Bányászati és Kohászati Lapok*, XLVIII, Budapest.

Institutul Geologic al României

PAUCĂ M. (1951). Două echinide rare din Tortonianul bazinului Sălaj. — *Comunic. Acad. R.P.R.* I/5.

PAUCĂ M. (1953). Cercetări geologice în bazinele neogene din NW Ardealului. I. *D. S.* — *Com. Geol.* XXXVII.

PAUCĂ M. (1954). Două specii de fosile rare din Pliocenul bazinului Sălaj. — *Comun. Acad. R.P.R.* IV/7.

PAUCĂ M. (1954). Cercetări geologice în bazinele neogene din nord-vestul Ardealului. II. — *D. S. Com. Geol.* XXXVIII.

PAUCĂ M. (1954). Neogenul din bazinele externe ale munţilor Apusei. — *Anu. Com. geol.*, — XXVIII.

PAUCĂ M. CLEMENS A. (1964). Vîrsta pietrişurilor piemontane din regiunea de S a bazinului Silvaniei. — *D. S. Com. Geol.* L/1. Bucureşti.

RADU M. şi CRAHMALIUC GL. (1964). Notă asupra prezenţei unor forme daciene în bazinul Silvaniei. — *D. S. Com. Geol.* L/1. Bucureşti.

RĂILEANU GR., SAULEA EMILIA (1955). Contribuţiuni la orizontarea şi cunoaşterea variaţiilor de facies ale Paleogenului din regiunea Cluj şi Jibou. — *Rev. Univ. şi a Politehn.* Bucureşti, nr. 8,

RĂILEANU, GR. SAULEA EMILIA. (1955). Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou. — *Anu. Com. Geol.*, XXIX,

ROTARIDES M. (1925). Beiträge zur Kenntnis der sarmatischen Landschneckenfauna des Réz-Gebirges im Kom. Bihar. — *Ann. Muzei Nat-Hungarici*, XII.

ROTH TELEGD L. (1897). Die Umgebung von Zsibó im Comitate Szilágy. — *Mitt. a. d. Jahr. f. k. ung. geol. A. XI*, Budapest.

ROTH TELEGD L. (1912). Die Nordseite des Rézgebirges zwischen Paptelek und Kuznács und die südliche Partie des Măgura bei Szilágy—Somlyó. — *Jaresb. d. k. ung. geol. A. f. 1911*, Budapest.

ROTH TELEGD K. (1914). Fortsetzungsweise Reambulierung des Réz-Gebirges. — Budapest.

STRAUSZ L. (1941). Horizontierung des transdanubischen Pannons. — *Jahresb. Földt. Közl.* LXII Budapest.

STRAUSZ L. (1942). Versuch einer Parallelisierung des Pannons. — *Földt. Közl.* LXXII Budapest.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1931). Contribuţiuni la geologia Ardealului de NW. — *D. S Inst. Geol.*, Rom., XIV (1925—1926). Bucureşti.

SEMSEY A. (1877). Tertiäre Versteinerungen von Szilágy Somlyó. — *Földt. Közl.*, VII. Budapest.

STACHE G. (1860). Eocäne Schichten bei Szibó, Dés u.a. *Jahrb.* Wien XI.

VITÁLIS ST. (1942). A „pontusi" vagy a „pannoniai" elnevezést használjuk e? — *Besz. Magy. Kir. Földt. Int.*. IV/IV/2 p. 33—39.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

EXPLICAȚIA PLANȘEI

Institutul Geologic al României

EXPLICAȚIA PLANȘEI

Fig. 1. — *Vaccinites oppeli* Douv. Santonian. Zălau. Diametru 15 cm.
Durchmesser 15 cm.

Fig. 2 a, b. — *Cycloilites corbiriaca* Mich. Santonian. Zălau. Mărime naturală.
Natürliche Grösse.

Institutul Geologic al României



1



2 a



2 b

Institutul Geologic al României

M. PAUCĂ

HARTA GEOLOGICĂ
A DEPRESIUNII
SILVANIEI

L E G E N D A

CUATERNAR
1 a. Aluviuni; b. Proluvii
2 Terase

PLIOCEN
Levantin ? 3
Dacian 4
Pontian 5

MIOCEN
Sarmaţian 6
Miocen mediu 7

PALEOGEN
Eocen 8
Paleocen 9 a. Strate pestriţe b. Facies Rona

CRETACIC SUPERIOR 10

TRIASIC INF.-MEDIU 11

ERUPTIV andezit şi dacit 12

CRISTALIN 13

14 Piemont
15 Cinerite
16 Gips
17 Con vulcanic
18 Fîntîni arteziene
19 Izvoare minerale
20 Vulcan noroios
21 Carieră
22 Falie
23 Anticlinal
24 Sinclinal
25 Fosile
26 Poziţie

AŞEZAREA REGIUNII STUDIATE

0 1 2 3 4 5 km

Des. Ghiurgosian C.

Imprim. atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

DAS JUNGTERTIÄRE SILVANIA-BECKEN

VON

MIRCEA PAUCĂ

(Zusammenfassung)

Das Silvania-Becken bildet eine Versenkungsstufe zwischen dem Massiv des Apuseni-Gebirges und der grossen pannonischen Senke. Dieses Becken stellt eines der fünf jungtertiären Buchten (von Norden nach Süden: Baia Mare, Silvania, Vad, Beiuş und Zărand), ähnlicher geologischer Entwicklung dar, welche von den Meeren der mittleren Donausenke zu den Nord-und Westrändern des Apuseni-Gebirges entsandt wurden. Die Ablagerungen des Silvania-Beckens bestehen aus Torton, Sarmat, Pliozän und Anthropogen. Über dem, zum grössten Teil aus mesozonalem Kristallin bestehendem Grundgebirge, befinden sich zahlreiche kleine Flecken von Trias, Danien-Paläozän, unterem Eozän, und je einem Flecken von Perm und Gosau.

Die zahlreichen Forschungen begannen seit mehr als 100 Jahren. Die Mehrzahl der veröffentlichten Arbeiten besteht jedoch nur aus kurzen Notizen, so dass daraus weder die geologischen Probleme in ihrer Vielfältigkeit, noch der Entwicklungsgang des Beckens hervorgeht.

Das Vorherrschen der Mesozonalgesteine im Kristallin, so wie die sehr geringen Flächen der vortortonischen Ablagerungen beweisen, dass das Gebiet bis in das mittlere Miozän einer starken Abtragung unterworfen war.

Stratigraphie. *Perm.* Das durch grünen oder rötlichen Quarz-Feldspatporphyr vertretene Perm ist im oberpliozänen Piedmont süd-östlich von Zălau, nur unter der Form von Schotter bekannt. Seine Herkunft aus allernächster Nähe ist unzweifelhaft.

Die Trias (Abb. 1 und 2) erscheint am Kristallinrande des Meseş-Gebirges und der Măgura Şimleului unter der Form von zahlreichen Flekken roten Konglomerats und rotem oder grünlichem Werfener-Quarzsandstein, grauem anisischem Dolomit und 10—20 cm mächtigen schwarzen bituminösen ladinischen, mit einer Limonitkruste bedeckten Kalkplatten.

Institutul Geologic al României

Die obere Kreide (Abb. 3) ist unter Gosau-Fazies entwickelt und besteht aus Konglomeraten, Sandsteinen und Glimmermergeln mit zahlreichen *Hippurites*, *Cyclolites* u.s.w.

Danien-Paläozän. Die an der Oberfläche und in den Bohrungen weit verbreiteten detritischen danien-paläozänen Ablagerungen (Abb. 4, 16, 17), sowie deren Mächtigkeit, stellenweise bis zu 1200 m, beweisen die grosse Bedeutung des Kristallins im Aufbau des damaligen Reliefs. Die vorwiegend rotfarbigen Ablagerungen dieses Alters bildeten sich auf dem Festland unter Piedmont-Bedingungen, mit einer örtlichen Unterbrechung, zur Zeit der Ablagerung des Rona-Kalkmergels in einem Süsswassersee (*Limnea*, *Paludina*, *Planorbis* und *Chara*), dessen Wasserspiegel sehr stark schwankte. Hätte dieser Kalkmergel, dem wir das unterpaläozäne Alter zuschreiben, eine allgemeine Entwicklung, könnte seine Anwesenheit als Leithorizont zwischen dem Danien und dem Paläozän verwendet werden.

Die Struktur des Gebietes, durch das Vorhandensein zahlreicher Kristallinschollen gekennzeichnet, wovon einige sehr starke positive Bewegungen, während die in der Nähe befindlichen ebenso starke negative Bewegungen erlitten, bestimmte während der laramischen Bewegungen einerseits eine starke Abtragung des Kristallins, und anderseits den Absatz sehr mächtiger aus danien-paläozänem terrigenem Material bestehende Schichtkomplexe, die von den früheren Forschern als Untere bunte Schichten bezeichnet wurden.

Das aus Mergel mit Gips und *Nummulites* und aus Sandsteinen bestehende, aus dem Siebenbürgischen Becken eingreifende Untereozän, erscheint transgressiv. Diese Stufe tritt auch im Gebiet des Meseş-Kammes, sowie längs des Para-Meseş-Bruches westlich der Stadt Jibou (Abb. 6) auf.

Das stark transgressive *Torton* (Abb. 1—3, 5—8) nimmt eine etwas grössere Fläche als die älteren Ablagerungen ein und erscheint fast immer diskordant unmittelbar über dem Kristallin. Seine Ablagerungen gleicher fazieller und lithologischer Zusammensetzung wie in der pannonischen Senke, bestehen im Küstengebiet aus Konglomerat, Sandstein und fossilienführendem Kalk mit *Lithothamnium* und aus Mergel in dem neritischen Gebiet. In beiden Fazies treten auch weisse vulkanische Tuffe auf. Die Mächtigkeit des Tortons überschreitet nicht 100 m. Seine Ablagerungen besitzen eine sehr reiche und verschiedenartige tropische marine Fauna mit über 200 Arten von Algen, Foraminiferen, Echinoiden und insbesonders Mollusken, überwiegend Gasteropoden, welche mit den miozänen Faunen von Lăpugiu, Coştei, Buitur, u.s.w. wetteifern. Die fossilienreichsten Ortschaften sind: Şimleul Silvaniei, Tusa, Preoteasa, Poniţa, Pria, Coşei und Benesat. Die Ablagerungen dieser Stufe blieben ganz besonders in dem südlichen Teil des Beckens am Rande der Meseş-und Plopiş-Gebirge erhalten, sowie auf den kristallinen Inseln aus dem Beckeninnern. Ablagerungen die wir dem Buglow zuschreiben könnten, wurden nicht begegnet.

Institutul Geologic al României

Sarmat (Abb. 3, 9). Nach einer, der moldawischen Faltungsphase entsprechenden kurzen und schwachen Bodenhebung an der oberen Grenze des Tortons, wurde die Paratethys-Geosynklinale in verschiedene Becken zerteilt, welche die Verbindung mit dem Weltmeer verloren. Ihre letzten Ablagerungen bestehen aus Gips. Im Sarmat vertiefen sich die Gewässer aufs neue und überschreiten die Grenzen des Tortons. Unter dem Einfluss der vom Festland kommenden Gewässer wird der Salzgehalt ständig geringer. Die Fauna verarmt und wird beträchtlich spärlicher. Es überleben die Brackwassergattungen: *Cerithium*, *Trochus*, *Buccinum*, *Cardium*, *Modiolus*, *Ostrea* u.s.w., die sich zuweilen örtlich in einer grossen Anzahl von Arten und Exemplaren entwickeln.

Die sarmatischen Ablagerungen treten oft unter der Form von nur einigen Quadratmetern breiten, von der Abtragung verschont gebliebenen Flecken auf. Die grössten Flächen bedecken sie im südlichen Teil des Beckens und im östlichen Teil des Plopiş-Gebirges. Das Sarmat erscheint auch noch auf den Rändern der kristallinen Insel von Măgura Şimleului und erst kürzlich wurden zwei kleine Flecken auf der miozänen Insel westlich von Coşei festgestellt. Diese Stufe ist im grössten Teil des östlichen Beckenrandes unbekannt, wahrscheinlich als Folge der tiefen Verwerfung die das Becken vom Meseş-Horst trennt. Auch die sarmatischen Ablagerungen erscheinen unter zwei Faziesarten: eine Küstenfazies lumachellischer und oolitischer Kalke, und eine Tiefenfazies oder an den Flussmündungen abgelagerte Fazies, die durch Mergel, Sandsteine und schwach verkitteten Mikrokonglomerate vertreten ist. Es fehlen die vulkanischen Aschen.

Was die Beziehungen zwischen Sarmat und Pont betrifft, bestehen wir auf unserem früheren Standpunkt bezüglich einer langen vorpontischen Festlandsperiode. Das plötzliche und spurenlose Verschwinden der sarmatischen Fauna gilt als ein Beweis dafür, dass die Wasserentleerung auf der ganzen Fläche der mittleren Donausenke erfolgte. Die pliozäne Fauna entbehrt örtliche Abkömmlinge einer sarmatischen Seewasserfauna und besteht aus den, aus ausgesüssten sarmatischen Seen, Flüssen und Ästuarien stammenden Formen.

Der Gedanke einer ununterbrochenen Ablagerung, der jahrzehntelang erst für die Randteile der pannonischen Senke angenommen wurde, stützte sich auf folgende Umstände. Einerseits war es die Anwesenheit sowohl im Sarmat als auch im Pont des in kleiner Entfernung von der Küste befindlichen Gebietes, derselben unter sich nicht unterschiedlichen Gesteine (Mergel und mürber Sandstein) und anderseits die subaerienne Verwitterung der sarmatischen Ablagerungen die in der vorpontischen Festlandsperiode stattfand. In Wirklichket handelt es sich immer nur um eine scheinbare Ablagerungskontinuität.

Die Elemente welche diese scheinbare Ablagerungskontinuität zwischen den zwei jungtertiären Stufen bestimmt haben, sind durch die Anwesenheit derselben, oft nicht fossilienführenden Gesteine (Sand und Mergel), durch die Erdrutschungen während der vorpontischen Festlandsperiode welche die fortgeschrittene Gesteinsverwitterung verursacht

Institutul Geologic al României

haben, sowie durch die Aufarbeitung bis in eine gewisse Tiefe der sarmatischen, während der pontischen Transgression unverkittet gebliebenen Gesteine vertreten. Bis jetzt wurde nur die Aufarbeitung miozäner Fossilien in den pliozänen Ablagerungen angenommen. Die viel leichtere Möglichkeit der, gelegentlich der pontischen Transgression erfolgten Aufarbeitung sarmatischer Absätze wurde jedoch nicht beachtet. In dieser Art bildete sich ein Zwischenschichtkomplex mit einer kaum unterscheidbaren Schichtung und einer gemischten Fauna welche, in Unkenntnis der erfolgten Erscheinung, als Übergang zwischen diesen beiden Stufen betrachtet wurde. Folglich kann nur auf Grund der aus Bohrungen entnommenen Proben, weder eine ununterbrochene Ablagerung, wie man dies früher annahm, noch die Unterbrechung der Ablagerung bewiesen werden.

Boda (1959) behauptete, mit zahlreichen Beweisführungen, den Gedanken der ununterbrochenen Ablagerung im Innern der mittleren Donau-Senke. Wir zweifeln nicht daran dass noch die Zeit kommen wird in der wir jene Merkmale finden werden die uns die Erkennung der Festlandsphase auch im Innern der Senke erlauben werden, so wie wir bis zu guter Letzt auch jene Merkmale gefunden haben die uns, spät genug, erlaubt haben die Lücke zwischen dem Sarmat und dem Pont an den Rändern der Donau-Senke zu erkennen, Lücke die lange Zeit hindurch heftig bestritten war.

Bis jetzt konnte noch nicht erklärt werden warum während der Festlandsperiode zwischen dem Sarmat und dem Pont, die Abtragung am östlichen Rand der pannonischen Senke viel stärker als die gegenwärtige war und dadurch die vorpliozänen Gesteine viel tiefer und auf viel weiteren Flächen als es jetzt mit den pliozänen Ablagerungen der Fall ist, aufdeckte. Sollte die vorpontische Abtragungsperiode eine längere Zeitspanne als den Zeitraum Oberpont-Holozän zur Verfügung gehabt haben, oder war die Abtragungsbasis tiefer als gegenwärtig? In der Annahme des Andauerns der Gewässer im Becken kann die erhöhte Lage der Abtragungsbasis schwerlich diese starke Abtragung, wodurch die tortonisch-sarmatischen Ablagerungen grösstenteils entfernt wurden, erklären.

In der Annahme einer ununterbrochenen Ablagerung konnte niemand die Ursachen des plötzlichen Verschwindens und ohne Abkömmlinge, der sarmatischen Fauna erklären, falls die Senke dennoch ständig von Wasser bedeckt geblieben wäre. Desgleichen könnte nicht erklärt werden wie unter solchen Verhältnissen die Ersetzung der sarmatischen Seewasserfauna durch die pannonische Süsswasserfauna, viel älterer Abstammung, möglich war. Zahlreiche Geologen, die die Ablagerungskontinuität behaupten, verhalten sich in einem ganz allgemeinen Rahmen und noch kein einziger hat die Begrenzung jener ständig mit Wasser bedeckt gebliebenen Flächen versucht. Die Anwesenheit relikter Seen vom Typus des gegenwärtigen Balanton-Sees widerspricht nicht dem Vorhandensein jener Festlandsperiode.

In der Annahme der Ablagerungskontinuität erhebt sich die Frage was mit dem ungeheueren Salzgehalt des sarmatischen Meeres geschehen ist? Dieser verschwand nicht durch einfache Konzentrierung aus den

Institutul Geologic al României

Gewässern des Beckens, da die sarmatischen Ablagerungen keine Absätze chemischer Fällung enthalten. Es wurde bewiesen dass das früher dem Untersarmat zugeschriebene Gips aus dem Baia Mare-Becken tortonischen Alters ist. Es tritt unter der Form von Felsen auf, die von der Abtragung verschont blieben und die später durch die sarmatische Transgression vergraben wurden. Auch könnte man noch annehmen, dass jener Salzgehalt allmählich in die sarmatischen Absätze eingeschlossen wurde. Dennoch weisen die Absätze dieses Alters nur verhältnismässig geringe Mächtigkeiten auf und, sowohl der Sand aus welchem der Salzgehalt in der Zwischenzeit ausgewaschen werden konnte, als auch der Mergel, enthalten keine Salzböden. Wäre die Aussüssung eine fortgesetzte Erscheinung gewesen, wie könnten wir uns dann die, zufolge des plötzlichen Verschwindens der sarmatischen Faunenarten und des explosiven Auftretens der Melanopsiden und Congerien, die aus der sarmatischen Faunenliste fehlen, vorhandene faunistische Stufe erklären? Das Vorhandensein dieser faunistischen Stufe geht unter anderem auch aus der wiederholten Behauptung BODA's hervor und zwar, dass die Übergangsschichten aus dem Innern der Senke, ausser höchstens Ostracoden, keinerlei Makrofossilien enthalten.

Die vollständige Entleerung des Brackwassers aus der pannonischen Senke, zufolge der Bodenhebung, erklärt ohne Schwierigkeiten sowohl das Verschwinden des Salzgehaltes als auch das explosive Auftreten der pontischen, mit dem Süsswasser zugleich vom Festland kommenden Fauna, die ihren Ursprung in den in miozänen Strandseen erhalten gebliebenen Reliktformen hat.

Auf der Suche nach der geeignetesten Lösung dieser schwierigen Frage gibt es auch Geologen die das Fehlen der paläontologischen Dokumente für das Vorhandensein des Obersarmats, so wie es am äusseren Rand des Karpatenbogens verstanden wird, feststellen. Sie schlagen vor dieses Alter einem Schichtkomplex an der Basis der Congerienschichten zuzuschreiben. Somit trennen sie eine pannonische Stufe, die den Übergang zu einer pontischen Stufe *s. str.* unterpliozänen Alters darstellen würde. Dennoch lässt die mächtige Diskordanz die allerorts zwischen den Cerithien-und Congerienschichten festgestellt werden kann, die Annahme dieser Lösung nicht zu. Dieser Vorschlag hätte nur zu einer Zeit, in der sich die Detailkartierung noch im Anfangsstadium befand, gemacht werden können.

Pliozän (Abb. 2—4, 6, 10—14, 18). Im Vergleich mit den miozänen Ablagerungen sind die pliozänen Absätze durch die Ausdehnung der von ihnen bedeckten Flächen gekennzeichnet. Deren grosse Mächtigkeit ist der fortgesetzten Senkung der zahlreichen Schollen des Grundgebirges zu verdanken. Auf Grund faunistischer oder nur lithologischer Angaben wurden folgende Stufen unterschieden: das Pont, die Daz und das Levantin (?). Die Armut an Fossilien einiger mächtigen pontischen Schichtkomplexe ist eine Folge der Binnenseenatur, sowie der weitgehenden Abtragung der an Fossilien besonders reichen Küstenablagerungen.

Institutul Geologic al României

Da das Massiv des Apuseni-Gebirges senkrechte Bewegungen aufwies, unabhängig von den anderen zahlreichen die Küsten des pannonischen Binnensees bildenden Schollen, und die Absätze, sowie die Fauna dieses Meeres jedem dieser Schollen eigene Kennzeichen aufprägten, kann die von A. PAPP für das Wiener Becken vorgeschlagene Gliederung in acht Zonen nicht für die ganze Fläche jenes von Strömungen freien Binnensees, der einheitliche Lebensbedingungen geschaffen hätte, angewandt werden. Dennoch stellen wir fest, dass die C—E-Zonen auch bei uns vorhanden sind. Desgleichen versanken die zahlreichen, das Grundgebirge des Beckens bildenden Schollen, mit verschiedener Stärke und zu verschiedenen Zeiten. Zufolge dieser Tatsache stellen wir fest, dass die Grenzen des pannonischen Binnensees veränderlich waren und dass die letzten Gewässer wahrscheinlich im südlichen Teil der Donausenke blieben, wo sich die Fauna der skulptierten levantinischen Unioniden und Viviparen entwickelt hat.

Unter den, dem pannonischen Meer charakteristischen ökologischen Verhältnissen, ist es gewagt eine auf grosse Entfernungen gültige ausführliche Horizontierung festzusetzen, selbst dann wenn wir uns auf faunistisch reiche Komplexe stützen. Die in einigen Gegenden verschwundenen Küstenarten überlebten tatsächlich als Relikte in anderen Gegenden des Beckens. Dies ist z. B. mit *Congeria banatica* der Fall, welche STRAUSZ für die Basis des unteren Ponts (Mäot) als charakteristisch betrachtet, eine Art welche bei uns bis zu Ablagerungen aufsteigt die STRAUSZ dem oberen Pont zuschreibt.

Die Gewässer des pannonischen Binnensees standen während der Höchsttransgressionsphase im Pont zeitweise auch mit den Gewässern der Meere des Karpatenaussenrandes in Verbindung, während welcher auch ein geringer faunistischer Austausch stattfand. Infolgedessen stellen wir sowohl in den inneren als auch in den äusseren Karpatenbecken, das Vorhandensein einer Anzahl oberpliozänen Unioniden-, Viviparen-, Melanopsidenarten u.s.w. fest. Die pontischen Gewässer waren völlig ausgesüsst. Sie hatten eine mit den Gewässern des heutigen Schwarzen Meeres vergleichbare Schichtung, in dem Sinne, dass die tiefen Gewässer, als Stauwasser, reich an H_2S waren, während sie an der Oberfläche, und somit auch an den Küsten, einen normalen Sauerstoffgehalt hatten. Die Anwesenheit des H_2S in den tiefen Gewässern des Ponts ist nicht unbedingt an das Vorhandensein des Salzgehaltes gebunden, sondern H_2S konnte sich auch aus den proteinhaltigen Stoffen der an der Oberfläche lebenden und nach dem Tode auf den Boden fallenden Organismen entwickeln. Wir folgern das Vorhandensein von H_2S sowohl aus der grossen Anzahl winziger Markasitkonkretionen in den pontischen Mergeln, die den Geruch und den, dem aus dem Pont stammendem artesischen Wasser eigenen Geschmack verleihen, als auch aus deren Temperatur die höher ist als jene die der Tiefe von der sie ausgeht, entspricht. Die zahlreichen Arten von pontischen Lymnocardiacaeen sind kein Beweis für das Vorhandensein eines niedrigen Salzgehaltes, da dieselben, als euryhaline Formen, auch vollständig ausgesüsstes Wasser vertragen.

Institutul Geologic al României

Die Wassertemperatur war in diesem Gebiet verhältnismässig höher als die heutige ; auch der Unterschied zwischen Winter und Sommer war geringer zufolge der damaligen stärkeren Zufuhr von Thermalgewässern mittels Warmwasserquellen die damals in einer viel grösseren Anzahl als heute in den Brüchen des Beckengrundes auftraten.

Das Pont nimmt die grösste Fläche im östlichen Teil des Silvania-Beckens — dem Zălau-Graben — ein, während es westlich der inneren kristallinen Inseln nur in den tief abgetragenen Tälern der Flüsse Barcău und Crasna auftritt. Während das Pont auf dem östlichen Beckenrand mittels einer bedeutenden Verwerfung unvermittelt mit dem Torton, dem Alttertiär und sogar mit dem Kristallin in Kontakt kommt, überschreitet es auf dem westlichen Rand die Verwerfung und bedeckt unvermittelt das Kristallin des Plopiș-Gebirges.

Im Pont des Zălau-Grabens wurden drei lithologische Horizonte unterschieden, sowie zwei Horizonte westlich von den kristallinen Inseln. Im Beckeninnern haben diese Inseln eine Faziesverschiedenheit hervorgerufen, zufolge der Tatsache dass die Gewässer eines Flusses, und zwar des Alt-Drăgan, der aus dem Innern des Apuseni-Gebirges kam, durch den Zălau-Graben gegen Norden geführt wurden, um in das Baia Mare-Becken zu gelangen. Dieses Becken stellte in jener Zeit das nächste Gebiet tiefster Senkung dar. Die Grenzen zwischen den Horizonten sind willkürlich, da sie durch kein charakteristisches Niveau gekennzeichnet sind.

Den Beckenrahmen und die kristallinen Inseln umgibt eine sandige, an Süsswasserfossilien sehr reiche Küstenfazies, die jedoch während dem Rückzug der Gewässer und der Bildung levantiner Piedmontablagerungen zum grössten Teil abgetragen wurden. Folglich sind die pontischen fossilienführenden Stellen selten genug. Sehr häufig treten die Arten : *Melanopsis martiniana* FÉR., *M. vindobonensis* FUCHS, *M. bouéi* FÉR., *M. pygmaea* PARTSCH u.s.w., *Congeria subglobosa* PARTSCH, *C. amygdaloides* DEMK. u.s.w., auf, die alle das Vorhandensein beider Horizonte des Ponts beweisen.

In den, in einiger Entfernung von der Küste abgelagerten pontischen Absätzen, sind die Fossilien nicht gleichförmig verteilt. Während Makrofossilien in mächtigen Schichtkomplexen fehlen, gibt es anderseits nur einige Zentimeter mächtige Bänke durch eine Fülle von Exemplaren derselben Gattung — im allgemeinen Congerien — gekennzeichnet, zufolge des periodischen Eindringens des Sauerstoffes bis auf den Boden.

Im südlichen Teil des Zălau-Grabens wurde der obere Horizont des Ponts unter dem Einfluss der Gewässer des Alt-Drăgan, der weit aus dem Innern des Apuseni-Gebirges kam, abgesetzt. Dieser hat eine über 100 m mächtige Ablagerung von pontischem Sand und Wildflusschotter abgesetzt, während seine Gewässer gegen Norden immer feineres Material führten und das Becken von Süden gegen Norden ausfüllten. Die Eigentümlichkeit dieser Schotter besteht in der Anwesenheit der weit aus dem Gilău-Massiv stammenden und in den Beckenrändern nicht vorhandenen Rhyolite und Dacite. In einem westlich der kristallinen

Institutul Geologic al României

Inseln, in einer Zone mit ruhigeren und weniger tiefen Gewässern liegendem Gebiet, entwickelte sich in dieser Zeit eine Torffazies, aus der sich die oberpontischen Lignitflöze bildeten. Die Mächtigkeit der pontischen Ablagerungen, die 800 m erreichen kann, ist verschieden und hängt von dem Relief des Grundgebirges ab.

Daz. Nach beendigtem Absatz des tonig-sandigen Komplexes mit Lignitflözen und einer kennzeichnenden Congerien-und *Brotia*-Fauna folgt, in Ablagerungskontinuität, ein vorwiegend sandsteiniger Komplex mit kleinen quarzigen Konglomerateinlagen und viel vulkanischem Material. Die Congerien — und Melanopsiden — Fauna wird durch eine ärmere Fauna grosser und skulptierter Unioniden, sowie mit Viviparen, Valvaten u.s.w. ersetzt, der wir ein daziches Alter zuschreiben. Diese Stufe wurde nur westlich der kristallinen Inseln aus dem Innern des Beckens abgesetzt. Die Absonderung der pontischen von den dazischen Ablagerungen erfolgt somit auf Grund lithologischer und paläontologischer Kriterien. Sie entspricht einer tiefgehenden, in dem geologischen Geschehen des nordwestlichen Gebietes Siebenbürgens erfolgten Veränderung, zufolge der Einsetzung der allgemeinen Hebung des Grundgebirges und der Verstärkung der vulkanischen Ausbrüche. Die in den Bohrungen festgestellte Mächtigkeit der dazischen Ablagerungen beträgt ungefähr 300 m.

Levantin. Einem, unter terrestrischen Piedmontverhältnissen auf den östlichen und westlichen Beckenrändern, westlich der inneren kristallinen Inseln, und im kleinen Abtragungsbecken von Nușfalău, gebildetem Wildflusschotter und Sandkomplex schreiben wir das levantinische (?) Alter zu. Seine Mächtigkeit ist veränderlich und zwar zwischen einigen Metern und ungefähr 100 m.

Das Anthropogen weist eine sehr grosse Ausdehnung auf, obwohl es nur unter der Form einer Decke mit einer Mächtigkeit bis zu einigen Metern auftritt. Es ist durch tonige Deluvialablagerungen, Proluvien, Terrassenablagerungen, Aufschüttungen, Travertin, begrabene Böden u.s.w. vertreten. Die grosse Anzahl der durch die Wechsellagerung von Sand und Mergel hervorgerufenen Erdrutschungen begünstigt auch heute noch das Entstehen des Deluviums, welches alle Abhänge bedeckt.

Tektonik. Wenn wir uns auf die Tektonik des Gebietes (Abb. 15—18) beziehen, müssen wir feststellen, dass die begrenzten Flächen, die in der Vergangenheit den Gegenstand der Forschungen bildeten, keine klare und vollständige Ermittlung der Tektonik der jungtertiären Ablagerungen erlauben konnten. Dieser Mangel ist auch auf die Tatsache zurückzuführen, dass das Becken unabhängig von seinem Rahmen erforscht wurde.

Es können zwei strukturelle Stufen unterschieden werden: das Kristallin mit zahlreichen Flecken vorjungtertiären Sedimentärs, und die jungtertiäre Ausfüllung.

Zumindest von der Oberkreide an stellen wir fest, dass wegen der grossen Annäherung des Kristallins an die Oberfläche die bruchbildenden Bewegungen die Fältelung bei weitem überwiegen.

Institutul Geologic al României

Die Lage des Beckens ist nicht zufällig, sondern ist der während der pyrenäischen Phase einiger älteren mesozoischen Brüche entlang erfolgten Senkung zu verdanken. Diese Brüche verfolgen grösstenteils die Faltungsrichtung des Kristallins und bilden die zwei Bruchsysteme des Gebietes und zwar: die pannonische Richtung mit einer Orientierung NO—SW bis N—S und die karpatische Richtung mit einer Orientierung NW—SO bis O—W. Brüche dieser Richtung sind auch im Beckeninnern zahlreich und erzeugen im Grundgebirge eine Schollentektonik die durch senkrecht verquerende Linien gekennzeichnet ist.

Wir stellen fest, dass einige grosse Schollen, die bereits während des Mesozoikums aufzusteigen begannen, ihre Hebung auch im Neozoikum fortführten. Sie bilden durch eine starke Abtragung gekennzeichnete Horste. Andere Schollen, die bereits im Paläozän zu sinken begannen, führten auch später ihre Senkung fort und bildeten Becken. Somit können wir von einer tektonischen Erbschaft sprechen, die sich durch eine langandauernde Beibehaltung der Bewegungsrichtung verschiedener Schollen kundgetan hat. Dies ist der Tatsache zu verdanken dass die grossen Schollen durch Verwerfungen mit einem gewissen Einfall getrennt sind. Die Einfälle der Verwerfungen haben den Schollen lange Zeit hindurch dieselbe Bewegungsrichtung aufgeprägt. Sooft sie einen seitlichen Druck erlitten, erhoben sich jene Schollen, deren Brüche in die Tiefe konvergieren, um so stärker, je geneigter der Verwerfungsplan war. Die Hebung der Kristallinschollen beträgt infolgedessen 3000—5000 m.

Im Vergleich mit dem bereits im Alttertiär gebildeten Baia Mare-Becken, dessen kristallines Grundgebirge sich wahrscheinlich in einer Tiefe von mehreren tausend Metern befindet, besitzt das jüngere Silvania-Becken eine jungtertiäre Ausfüllungsmasse welche nur selten eine Mächtigkeit von 1000 m überschreitet.

Zwischen den zwei Hauptbruchlinien, welche das Becken bildeten, ist der im Westen des Meseș-Gebirges befindliche Para-Meseș-Bruch die am besten unterschiedliche und mit dem grössten Sprung. Der Sprung beträgt seit dem Torton mindestens 1000 m und war besonders in der steierischen und attischen Phase tätig. Dieser Bruch besteht nicht aus einer einfachen Linie, sondern aus einem ganzen System paralleler und nahe aneinander stehenden Verwerfungen. Südöstlich von Cățelu haben diese das Erscheinen kleiner miozäner andesitischer Intrusionen bewirkt. Der Bruch verursachte auf dem grössten Teil seines Laufes das Verschwinden der sarmatischen Ablagerungen. Die in der Nähe befindlichen pontischen Ablagerungen erreichen die grösste Mächtigkeit.

Das Kristallin des Meseș-Gebirges stellt einen Horst dar, dessen Kleintektonik durch die Anwesenheit zahlreicher Quer-und Längsverwerfungen verworren ist. Diese zerteilen ihn in eine grosse Anzahl Schollen verschiedener Grössen, wovon einige gehoben, andere dagegen verhältnismässig gesunken sind. Letztere bedingten die Erhaltung einiger Flecken von Absätzen der Trias - und Kreideformation. Die mesozoische Sedimentärformation tritt entweder auf dem Meseș-Kamm auf, oder auf dessen, durch den bedeutenden Sprung, der ihn kennzeichnet, besonders gut aufgeschlossenem westlichen Abhang. Der parallele und in einer

Institutul Geologic al României

Entfernung von nur 2—3 km befindliche Bruch auf dem östlichen Abhang dieses Horstes, bringt das Kristallin nur mit dem Alttertiär des nordwestlichen Teiles des Siebenbürgischen Beckens in Verbindung. Dieser letzte Bruch, der Meseș-Bruch, hat einen Sprung von nur 2—300 m und schwankte nicht mehr im Jungtertiär.

Die Struktur des nördlich von Jibou, an beiden Seiten des Someș-Flusses befindlichen Gebietes, das von K. HOFMANN und allen Geologen die nach ihm folgten, als eine Antiklinale betrachtet wurde, hat sich als ein eingesunkener kristalliner und vom Alttertiär bedeckter Horst erwiesen. Dieser Horst stellt die Verbindung her zwischen den zu Tage tretenden Horste des Meseș-Gebirges im Süden und jenen des Prisaca-Gebirges im Norden. Er trennt eine alttertiäre Senke, das Chioarul-Becken, im Osten von einer jungtertiären Senke, das Silvania-Becken, im Westen. Seine beiden Schenkel, aus Eozän beziehungsweise aus Jungtertiär bestehend, waren ursprünglich als Flügel einer vermeintlichen Antiklinale verbunden.

Der Bruch zwischen dem Silvania-Becken und dem Plopiș-Horst im Süd-Westen ist weniger augenscheinlich, da er von den jungtertiären Transgressionen bedeckt ist. Ausserdem stellt er einen kleineren Sprung dar als der Para-Meseș-Bruch. Dieser Bruch ist ebenfalls weniger einheitlich, da aus dem Kristallin drei kleine Sporne nordöstlicher Richtung in das Innere des Jungtertiärs aus der Gegend der Dörfer Marca, Fizeș und Aleuș ausgehen.

Der vorherrschende strukturelle Zug der nördlichen Hälfte des Apuseni-Gebirges besteht in der Anwesenheit eines ausgedehnten Mozaiks in welchem sich die kleinen Schollen zu grossen Figuren vereinigen, diese wieder zu anderen, noch grösseren, welche die Horste der verschiedenen Gebirgsmassive oder die mit jungtertiären Ablagerungen ausgefüllten Becken darstellen. Der kleine kristalline Heghișa-Horst ist im Osten von einem gewaltigen miozänen Bruch, auf welchem vulkanische Ausbrüche stattgefunden haben, begrenzt, die unter der Form eines Schichtvulkans in dem Steinbruch nördlich des Dorfes Chilioara erhalten geblieben sind.

Die zwischen Torton und Sarmat befindliche Phase moldawischer Bewegungen hat sich nur durch eine leichte zeitliche Hebung des Beckens geäussert, und hat örtliche Gipsablagerungen bewirkt. Die Phase der attischen Bewegungen in der zweiten Hälfte des Sarmats verursachte die Entleerung des ganzen Beckens, sowie die Bildung eines ausgeprägten Reliefs, wonach die Gewässer zurückkamen und noch mehr über das Festland vordrängten. Die Phase der rhodanischen Bewegungen aus der zweiten Hälfte des Pliozäns hat die Entleerung des Zălau-Grabens, sowie das Einsetzen der Piedmont-Schotterablagerungen bewirkt. Die Ablagerung derselben setzte auch während der wallachischen Phase fort, nach dem Rückzug der Gewässer auch aus dem westlichen Teil des Beckens.

Die neogene Ausfüllung ist ebenfalls von Verwerfungen pannonischer und karpatischer Richtung durchzogen, die alle einen Mindestsprung aufweisen. Die schwach verkitteten Ablagerungen des Pliozäns verbergen häufig, durch die Bildung von Deluvien, die Anwesenheit dieser

Institutul Geologic al României

Verwerfungen; sie sind jedoch entweder durch aufsteigende Quellen (früher als Schlammvulkane betrachtet), oder die Anwesenheit von Täler die sich ihnen entlang gebildet haben, gekennzeichnet.

Wir unterscheiden im Becken drei tektonische Untereinheiten von Osten gegen Westen: der Zălau-Graben, die kristallinen Inseln aus dem Beckeninnern und die pannonische Monokline. In der Gegend der Dörfer Crişeni und Panic befindet sich je eine NO — SW gerichtete Brachyantiklinale, welche durch eine Seitenverschiebung ostwestlicher Richtung längs des Zălau-Tales getrennt sind. Diese Falten verdanken ihr Vorhandensein nicht einem seitlichen Druck, sondern einer schwachen Bewegung der Schollen im Grundgebirge; der Zălau-Graben verdankt die Mächtigkeit seiner Absätze der langandauernden Senkung der in allernächster Nähe des Meseş-Horstes befindlichen Schollen.

Die, im mittleren Teil des Beckens in pannonischer Richtung angeordneten drei kristallinen Inseln: Măgura Şimleului, Heghişa und Făgetul, stellen durch tiefe Quergraben karpatischer Richtung getrennte Horste dar. Die gravimetrischen Schürfungen zeigten dass diese mit den aus dem Kristallin des Plopiş-Gebirges ausgehenden Sporne in Verbindung stehen. Zwei dieser Horste: Măgura Şimleului und Făgetul, erhoben sich dauernd als Inseln über die jungtertiären Gewässer, während der niedrigere Heghişa-Horst erst durch Abtragung der Pliozänabsätze während des Anthropogens aus den jungtertiären Ablagerungen ausgegraben wurde. Die Bohrungen und geophysischen Schürfungen haben das Vorhandensein auch anderer, durch dünne jungtertiäre Absätze verborgene Horste bewiesen. Diese sind durch Gräben, in denen die pliozänen Absätze Mächtigkeiten von ungefähr 1000 m erreichen, getrennt. Desgleichen wurde die Verlängerung in nördlicher Richtung der Kristallin-Insel von Măgura Şimleului festgestellt, unter der Form eines von danien-paläozänen Ablagerungen bedeckten und ungefähr um 600 m gesunkenen Kammes.

Die pannonische Monokline besteht aus von Brüchen durchzogenen pontischen und dazischen Ablagerungen; dies ist aus den Anzeichen von Kohlenwasserstoff und Mineralquellen in den Bohrungen festzustellen.

Die geomorphologischen Probleme sind nicht weniger interessant als die geologischen, sie wurden jedoch viel zu wenig erforscht. Unsere Aufmerksamkeit wurde besonders durch das Vorhandensein eines alten hydrographischen oberpliozänen Netzes erweckt, welches den Zălau-Graben einnahm und gegen Nord-Osten durch das Sălajul-Tal bis in das Baia Mare-Becken floss. Dieses Netz war mit dem jetzigen, östlich vom Meseş-Gebirge befindlichem Aghireş-Bach parallel. Zu jenem Netz gehörten die oberen Abschnitte des Crasna-Flusses oberhalb des Dorfes Vîrşolţ und des Barcău-Flusses oberhalb des Dorfes Nuşfalău. Die Quarzschotter am westlichen Rand des Dorfes Ratin beweisen dass die Gewässer des Barcău-Flusses, die aus dem Kristallin des Plopiş-Gebirges herabkamen, ursprünglich ein Zufluss des Crasna-Flusses waren.

Die Verwerfungen zwischen den verschiedenen tektonischen Grosseinheiten sind durch zahlreiche kleine Abtragunssenken oder durch Kontaktsattel gekennzeichnet.

Institutul Geologic al României

Das Abtragungsbecken von Nuşfalău datiert aus dem Abschluss des Pliozäns und war während des ursprünglichen hydrographischen Netzes nicht vorhanden. Es entstand in einer neueren Abtragungsphase — durch eine verstärkte Tätigkeit der Flüsse gekennzeichnet — welche nach der endgültigen Entleerung des pannonischen Sees, von Westen kommend, in die Gegend des heutigen Beckens drangen.

Die Abtragung wirkte verschiedenartig im Oberpliozän und im Anthropogen. Im Oberpliozän, zufolge der ständigen Senkung der Abtragungsbasis, wirkte die Abtragung vorherrschend in der Tiefe. Gegen Ende des Anthropogens, da die Bewegungen der Abtragungsbasis zur Ruhe kamen und zur Stabilität gelangten, arbeitete die Abtragung seitlich. Dadurch wurde das Aussehen des Reliefs endgültig vollendet und zahlreiche Täler, deren Boden sich demzufolge hob und erweiterte, zum Teil ausgefüllt.

Eine auffällige Erscheinung ist das Durchstossen des Meseş-Horstes durch zwei Wasserläufe. Einerseits ist es im Süden das Ragu-Tal, welches von Osten aus dem Siebenbürgischen Becken kommend, gegen Westen fliesst, um in den Crasna-Fluss zu münden und anderseits ist es im Norden das Strîmtura-Tal mit umgekehrtem Lauf, welches aus dem Silvania-Becken ausgehend, als Zufluss des hydrographischen Netzes des Someş-Flusses in das Siebenbürgische Becken fliesst. Beide Wasserläufe folgen den mächtigen Querdislokationen die das Meseş-Gebirge durchsetzen.

Die zahlreichen Schlammvulkane, über welche die Geologen in der Vergangenheit sprachen ohne deren Entstehung zu erklären, stellen in Wirklichkeit aufsteigende Quellen dar, die sich auf den Bruchlinien im Inneren des Pliozäns oder an dessen Kontakt mit dem Miozän aufreihen. Nach langandauernder Dürre trocknen diese Quellen aus.

Es wurden zwei grosse Flächen mit artesischen Gewässern festgestellt: der Zălau-Graben und die pannonische Monokline. Beide besitzen zahlreiche Brunnen, die Wasser mit einer Temperatur von 15—17° und oftmals mit einem starken Geruch von Schwefelwasserstoff erzeugen.

Einige Bohrungen, die bis in die Nähe des kristallinen Untergrundes vordringen, erzeugen schwachthermale Gewässer.

Eingegangen: April 1963.

ERKLÄRUNG DER TAFEL

Geologische Karte der Silvania-Senke

1 a, Alluvium; 1 b, Einstürze; 2, Terrassen; 3, Levantin; 4, Daz; 5, Pont; 6, Sarmat; 7, Mittleres Miozän; 8, Eozän; 9, Paläozän; 10, Obere Kreide; 11, Untere-Mittlere Trias; 12, Andesit und Dacit; 13, Kristallin; 14, Piedmont; 15, Aschentuff; 16, Gips; 17, Vulkankegel; 18, Artesische Brunnen; 19, Mineralquellen; 20, Schlammquellen; 21, Steinbruch; 22, Verwerfung; 23, Sattel; 24, Mulde; 25, Fossilien; 26, Schichtlage.

Institutul Geologic al României

STRUCTURA ŞI STRATIGRAFIA ŞISTURILOR CRISTALINE DIN REGIUNEA RUSCHITA (POIANA RUSCA)

DE

L. PAVELESCU, O. MAIER, H. KRÄUTNER, M. MUREŞAN, FL. KRÄUTNER

Abstract

Structure and Stratigraphy of the Crystalline Schists in Ruschiţa Region. The paper deals with the horizontation and the structure of the metamorphic formations in the Ruschiţa region, situated in the central part of the Poiana Ruscă crystalline massif. The area includes two major tectonical units: the epimetamorphic unit and the mesometamorphic unit.

The stratigraphical succesion of the epimetamorphic unit — based on the grouping o natural rock assemblages into stratigraphical complexes — may be correlated with the stratigraphy of the epimetamorphic formations of the rest of the massif. The stratigraphical complexes are as follows: the graphite-schists complex (at the base); the tuffogene green schists complex (with metamorphosed, sedimentary iron deposits); the upper sericite-chlorite complex (in the upper part).

In the mesometamorphic unit, two stratigraphic complexes have been determined.

The intensity of the regional metamorphism is progressive from North to South; the zones marking the boundary between the metamorphic facies and the subfacies are, usually, parallel to the structures and dip northward, cutting across the stratigraphic limits between the complexes.

In the South of the region, the crystalline schists have been thrust over the sedimentary formations of the Cretaceous Basin of Rusca Montana—Lunca Cernii, along a reverse fault of Laramian age.

The authors present:

a structural geological map together with a plate with profiles; a tectonical sketch on which the chief tectonical units as well as the important rumpled structures of the region and the faults differentiated according to their relative age are plotted; a sketch with the distribution of the facies of regional metamorphism.

Institutul Geologic al României

TABLA DE MATERII

	Pag.
Introducere	116
Geologia şi petrografia regiunii	119
A) Formaţiunile cristaline	119
1. Unitatea mesometamorfică (a)	121
Complexul inferior (a_1)	122
Complexul superior (a_2)	122
2. Unitatea epimetamorfică (b)	124
Complexul şisturilor grafitoase (b_1)	125
Complexul şisturilor verzi (tufogene) (b_2)	125
Complexul şisturilor sericito-cloritoase superioare (b_3)	133
B) Formaţiunile eruptive	135
C) Metamorfismul de contact şi transformările hidrotermale produse de intruziunile banatitice	137
D) Formaţiunile sedimentare	138
Tectonica regiunii	139
Tectonica unităţii mezometamorfice	141
Tectonica unităţii epimetamorfice	141
Concluzii asupra evoluţiei geologice generale a regiunii	145
Bibliografie	146

INTRODUCERE

Regiunea Ruschiţa este situată în partea centrală a munţilor Poiana Ruscă, la sud de culmea principală a masivului — Creasta Padeş — Rusca. Zona la care ne referim este delimitată înspre sud de limita nordică a bazinului cretacic Rusca Montană — Lunca Cernii, ce se poate urmări din Vf. Păducel, pe la nord de confluenţa văii Ruschiţa cu valea Miclăuşului şi pe la nord de Tîlva Vîntului pînă în Valea Negrii la sud de confluenţa sa cu pîrîul Lupului. Spre vest ea este mărginită de Valea Negrii şi pîrîul Afinarul Mic, iar spre est de valea Lătoroasa şi valea Bordului.

Suprafaţa astfel încadrată, constituie unul din punctele nodale ale structurii munţilor Poiana Ruscă. În cadrul ei se face joncţiunea între unităţile tectonice principale ale masivului: unitatea epimetamorfică (care constituie partea centrală şi nordică a acestuia), unitatea mesometamorfică (care formează partea de sud a zonei) şi bazinul cretacic Rusca Montană — Lunca Cernii.

Fiind amplasată în partea centrală a munţilor Poiana Ruscă, morfologia regiunii se caracterizează printr-un relief accentuat cu diferenţe de nivel mari (600—700 m), deşi altitudinile maxime nu depăşesc 1377 m (Vîrful Padeş 1377 m şi Vîrful Rusca 1356 m). Majoritatea văilor mai importante izvorăsc de sub culmea Padeş-Rusca, care reprezintă cumpăna principală a apelor din partea mediană a acestui lanţ muntos şi sînt tributare văii Ruschiţa şi văii Negrii, cu excepţia văii Bordului din nordestul regiunii care se varsă în valea Cernii.

Institutul Geologic al României

Cercetările noastre au fost efectuate începînd cu vara anului 1960 şi reprezintă extinderea spre W a studiilor executate în 1958—1959 în zona şisturilor epimetamorfice dintre Teliuc, Ghelar şi Vadul Dobrii. Acest fapt a impus un mod analog de abordare a studiului şisturilor cristaline din regiune; descifrarea structurii şi orizontarea stratigrafică a şisturilor cristaline în strînsă corelaţie cu datele obţinute în zonele învecinate din masiv.

În urma acestor cercetări am întocmit o hartă structurală stratigrafică [1]) în care formaţiunile cristaline sînt reprezentate ca pachete (complexe) de roci cu poziţie stratigrafică bine stabilită. Aceste complexe fiind figurate prin culori de fond diferite, culorile cristalinului reprezintă în majoritate nivele stratigrafice diferite ale formaţiunilor cristaline şi nu indică deci tipuri petrografice de roci. Culori separate şi signaturi au fost rezervate numai pentru indicarea în cadrul complexelor respective a unor roci mai caracteristice : calcare, dolomite, cuarţite şi uneori şisturi amfibolice. Variaţiile faciesurilor metamorfice în cadrul diferitelor pachete stratigrafice (complexe) au fost reprezentate prin haşuri aplicate peste culorile de fond ale complexelor sau peste cele cu semnificaţie petrografică. Zonele de transformări datorită metamorfismului de contact termic şi hidrotermal, legat de activitatea magmatică a rocilor banatitice, au fost indicate de asemenea prin signaturi suprapuse culorilor formaţiunilor afectate.

Cercetări geologice anterioare. Regiunea Ruschiţa, datorită importanţei economice pe care o prezintă, a atras atenţia a numeroşi cercetători încă din secolul trecut.

În 1882 L. Lóczy întocmeşte o hartă geologică în care sînt cuprinse şi împrejurimile Ruschiţei, utilizată apoi în 1905 de Fr. Nópcsa la alcătuirea unei hărţi de ansamblu ce cuprinde o parte din masivul Poiana Ruscă şi din munţii Sebeşului. Referiri asupra regiunii Ruschiţa se mai găsesc în lucrări de la începutul secolului nostru aparţinînd lui Fr. Schafazik (1905, 1907), W. Hotz (1909) şi K. v. Papp (1919). În monografia lui K. v. Papp este dată şi o hartă de ansamblu a părţii centrale a masivului Poiana Ruscă.

Ulterior formaţiunile cristaline au constituit obiectul cercetărilor lui St. Cantuniari (1941) care deosebeşte o serie mesozonală inferioară şi o serie epizonală superioară, metamorfozate în Paleozoicul superior (hercinic). În 1940 St. Cantuniari face un studiu geologic-tehnic al carierei de marmoră de la Ruschiţa.

Al. Codarcea şi N. Petrulian [2]) se ocupă în 1943 de zăcămintele din regiune. Autorii admit o origină sedimentar-metamorfică pentru zăcămintele de fier şi o geneză hidrotermală pentru cele de plumb şi zinc.

[1]) Cartarea regiunii s-a executat la scara 1 : 10.000 după care s-a întocmit harta 1 : 25.000 anexată prezentei lucrări.

[2]) Al. Codarcea, N. Petrulian — Raport geologic-minier asupra zăcămintelor de minereuri din regiunea Ruschiţa. Arh. Com. Geol., Bucureşti, 1943.

Institutul Geologic al României

Partea de W a regiunii şi zona Nădrag (Poiana Ruscă de SW) a constituit obiectul cercetărilor lui D. GIUŞCĂ în 1943, continuate apoi în colaborare cu M. BILOIU, R. DIMITRESCU, D. RĂDULESCU şi V. STIOPOL (1956). Se admite existenţa a două serii cu grade diferite de metamorfism, serii între care există raporturi tectonic anormale.

Zona situată la nord de creasta Padeş-Rusca (partea de NW a masivului) a fost studiată între 1946 şi 1949 de V. C. PAPIU (1956), care deosebeşte o serie şistoasă inferioară (filitele de Padeş) şi una superioară care se îndinţează în formaţiunile dolomitice de Luncani.

Cercetările în regiunea Ruschiţa sînt reluate în 1948—1949 de AL. CODARCEA şi L. PAVELESCU, ale căror rezultate sînt concretizate într-o lucrare apărută în 1956. Autorii consideră că rocile carbonatice din regiune reprezintă prelungiri laterale ale masei dolomitelor de la Luncani.

L. PAVELESCU şi R. DIMITRESCU publică în 1954 un studiu petrografic al andezitelor banatitice din bazinul Rusca Montană.

Partea mediană şi de SE a masivului, situată la E de Ruschiţa, a constituit obiectul studiilor lui L. PAVELESCU, publicate în 1954.

L. PAVELESCU reia între anii 1952—1955 cercetările în regiunea Ruschiţa asupra cărora publică un studiu petrografic amănunţit (1958). În cadrul formaţiunilor cristaline separă două serii diferit metamorfozate şi cu raporturi tectonic anormale. Din punct de vedere petrografic, deosebeşte o serie de complexe litologice. Se face de asemenea un studiu al rocilor banatitice şi al metamorfismului de contact legat de acestea.

Între cercetările recente din zonele învecinate, menţionăm pe cele din 1959 de la Vadul Dobrii [1]) şi din 1960 de la Luncani — Tomeşti [2]).

Cercetări geofizice-magnetometrice în regiunea Ruschiţa, au fost executate în 1940 de către TH. BARBAT (1952) şi în 1960 de către M. POPESCU-BRĂDET [3]).

În ultimii ani au fost întreprinse în regiune lucrări de explorare pentru minereu de fier de către Comitetul Geologic (I.S.E.M.) [4]) în dealul Boului şi Pîrîul cu Raci. Zăcămintele de sulfuri de plumb şi zinc de la Ruschiţa cunoscute încă din secolul trecut, sînt în prezent în curs de exploatare.

---

[1]) I. BERCIA şi E. BERCIA, CR. CHIVU, H. KRÄUTNER şi FL. KRÄUTNER, O. MAIER, G. MUREŞAN, M. MUREŞAN, GH. NEACŞU, — Raport asupra cercetărilor geologice din regiunea Ruda — P. Crivina — Bătrîna — Socet — Cerbăl — Sohodol (P. Ruscă) — 1959 — Arh. Com. Geol.

[2]) M. MUREŞAN, GEORGETA MUREŞAN, ELVIRA BERCIA, FELICIA DUMITRESCU, C. PARASCHIVESCU. Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Poieni — Tomeşti — Luncani (Poiana Ruscă) — 1960 — Arh. Com. Geol.

V. C. PAPIU, CORNELIA DIACONIŢĂ, A. POPESCU, V. SERAFIMOVICI. Prospecţiuni asupra masivelor dolomitice şi calcaroase din Munţii P. Ruscă (II)—1960—Arh. Com. Geol.

[3]) M. POPESCU-BRĂDET. „Raport asupra prospecţiunilor magnetometrice în reg. Ruschiţa" Arh. Com. Geol., Bucureşti 1959.

[4]) T. CONSTANTINESCU, S. HAROSA. „Raport geologic asupra explorărilor pentru minereuri de fier din reg. Ruschiţa (Şant. ISEM)". Arh. Com. Geol., Bucureşti, 1960.

Institutul Geologic al României

Formaţiunile sedimentare ale bazinului Rusca Montană au fost cercetate între anii 1930—1950 de către ST. CANTUNIARI (1931, 1937), G. CERNEA [1]) şi A. MAMULEA [2]). Studii recente ale acestor formaţiuni au fost efectuate în 1958—1960 de AL. DINCĂ [3]), după care sedimentele bazinului aparţin Jurasicului, Cenomanianului, Turonianului, Senonianului şi Danianului.

GEOLOGIA ŞI PETROGRAFIA REGIUNII

Regiunea Ruschiţa este alcătuită aproape exclusiv din formaţiuni cristaline ce aparţin celor două mari unităţi tectonice care alcătuiesc masivul cristalin al Poienii Rusce. Rama de sud a regiunii este constituită din formaţiuni sedimentare atribuite Jurasicului superior, Cretacicului inferior şi Cretacicului superior. Rocile cristaline cît şi cele sedimentare au fost străbătute de corpuri şi dyke-uri de roci eruptive banatitice, care au produs fenomene de contact şi au fost urmate de fenomene de transformări hidrotermale larg răspîndite. Magmatismul banatitic s-a manifestat deasemeni printr-o intensă activitate vulcanică explozivă care a generat numeroase aglomerate şi tufuri situate la nivelele superioare (Danian) ale sedimentelor bazinului Rusca Montană.

A) FORMAŢIUNILE CRISTALINE

Formaţiunile cristaline din regiune au constituit obiectul principal al cercetărilor noastre. Avînd în vedere că zona la care ne referim a fost studiată din punct de vedere petrografic foarte detailat de către unul din noi (PAVELESCU 1958), atenţia noastră a fost îndreptată în special asupra orizontării stratigrafice a şisturilor cristaline, similar celei realizată în 1958—1959 în regiunea Teliuc-Ghelar-Vadul Dobrii (O. MAIER G. MUREŞAN, M. MUREŞAN) [4]).

Şisturile cristaline din regiunea Ruschiţa aparţin: unităţii mesometamorfice (constituită predominant din şisturi mesometamorfice şi subordonat epimetamorfice) şi unităţii epimetamorfice din Poiana Ruscă.

În regiunea cercetată, formaţiunile unităţii mesometamorfice ocupă partea de SE a acesteia şi sînt separate de cele ale unităţii epimetamorfice din restul regiunii printr-o importantă falie cu caracter regional, orientată

[1]) G. CERNEA. Raport geologic asupra bazinului Rusca Montană. Arh. Com. Geol., Bucureşti 1948.

[2]) A. MAMULEA. Studii geologice în regiunea Rusca Montană — Lunca Cernii. Arh. Arh. Com. Geol., Bucureşti 1950.

[3]) AL. DINCĂ. Raport geologic — regiunea Rusca Montană. Arh. Com. Geol., Bucureşti, 1959.

AL. DINCĂ. Raport geologic — prospecţiuni pentru cărbuni în bazinul Rusca Montană. 1960, Arh. Com. Geol.

[4]) Vezi nota 1, pag. 118.

Institutul Geologic al României

NE—SW, care spre NE, traversează întreg masivul Poienii Rusce—falia Cherghеş-Ruschiţa [1]). În cadrul ariei ocupate de unitatea mesometamorfică, în regiunea Ruschiţa predomină şisturile mai slab metamorfozate asupra celora mai intens metamorfozate. Prin gruparea acestor formaţiuni în complexe cu valoare stratigrafică, în regiunea cercetată s-a realizat o primă orizontare în cadrul unităţii mesometamorfice a masivului Poiana Ruscă.

Unitatea epimetamorfică constituie partea de N şi W a regiunii şi este alcătuită din roci cristaline ce se încadrează în faciesul şisturilor verzi (inclusiv subfaciesul amfibolitelor cu albit şi epidot — TURNER, 1961).

Diviziunile de ordin stratigrafic stabilite în cadrul unităţii epimetamorfice sînt corelabile cu cele din zona Teliuc — Vadu Dobrii (MAYER, MUREŞAN, 1959) [2]) şi cu cele din partea de nord a masivului [1, 2, 3]).

În urma cercetării formaţiunilor cristaline din regiunea Ruşchiţa, s-a obţinut următoarea imagine asupra succesiunilor stratigrafice (de jos în sus) în cele două unităţi tectonice majore:

Unitatea mesometamorfică (a)

Complexul inferior (a_1)
Complexul superior (a_2)

Orizontul inferior
Orizontul superior

Unitatea epimetamorfică (b)

Complexul şisturilor grafitoase (b_1)
Complexul şisturilor verzi (tufogene) (b_2)

Orizontul bazal terigen
Orizontul tufogen inferior
Orizontul terigen intermediar
Orizontul tufogen superior

Complexul şisturilor sericito-cloritoase cuarţitice superioare (b_3)

---

[1]) H. KRÄUTNER, FL. KRÄUTNER, M. DUTU, M. STAN. Raport asupra lucrărilor de prospecţiuni geologice din extremitatea de NE a masivului Poiana Ruscă (Veţel — Muncelul Mic—Cerbăl—Groşi) — 1960 — Arh. Com. Geol.

[2]) Vezi nota 1, pag. 118.

[3]) I. HANOMOLO, A. HANOMOLO, C. CHIVU. Raport geologic asupra lucrărilor de prospecţiune geologică pentru minereu de fier—Vf. Plaiului—Ferigi — Poeniţa Tomii — Muncelul Mic — 1960 — Arh. Com. Geol.

O. MAIER, I. SOLOMON, G. VASILESCU. Raport asupra prospecţiunilor geologice în regiunea Poieni — Bătrîna — Roşcani (Poiana Ruscă) — 1960 — Arh. Com. Geol.

GH. NEACŞU, PL. ZIMMERMANN, C. PARASCHIVESCU. Raport geologic asupra prospecţiunilor pentru minereu de fier în partea de NW a masivului Poiana Ruscă — 1960 —

[4]) Vezi nota 2, pag. 118 şi nota 1, pag. 120.

Institutul Geologic al României

1. *Unitatea mesometamorfică* (a)

Unitatea mesometamorfică ocupă partea de sud-est a regiunii cercetate şi se dezvoltă în zona bazinelor văii Bordului, văii Miclăuşului şi văii Lătoroasa. Este delimitată spre nord-vest de falia Chergheş-Ruşchiţa, iar spre sud de formaţiunile sedimentare ale bazinului Rusca Montană—Lunca Cernii.

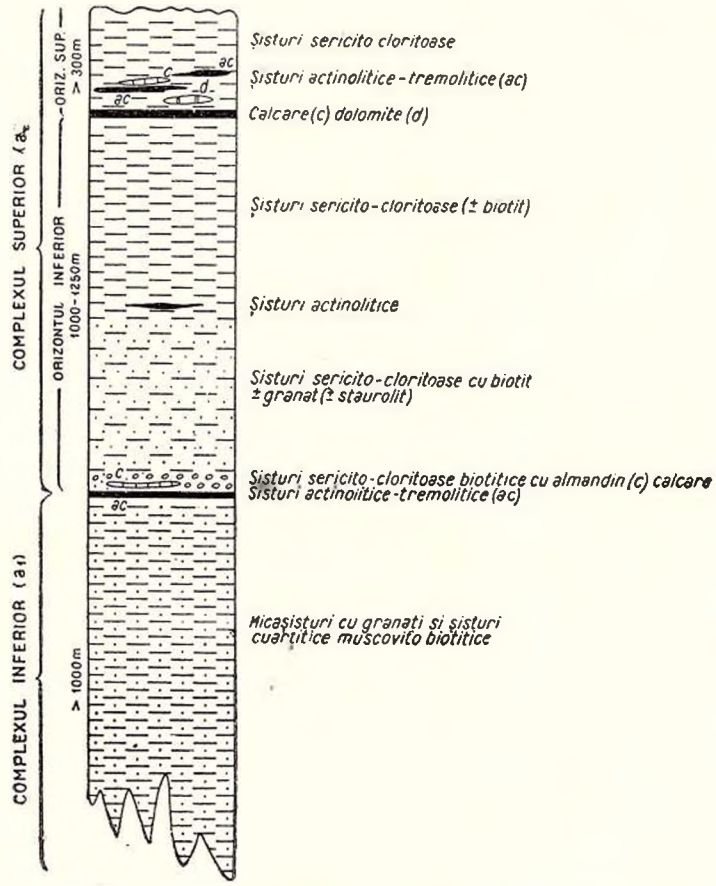


Fig. 1. — Coloana stratigrafică a unităţii mezometamorfice din regiunea Ruschiţa.

Abb. 1. — Stratigraphische Kolonne der mesometamorphen Einheit.

Orizontarea acestei unităţi (prezentată pentru prima dată în cadrul acestei lucrări) a scos în evidenţă existenţa a două complexe importante, diferite atît din punct de vedere al poziţiei stratigrafice cît şi prin gradul lor de metamorfism (fig. 1).

Institutul Geologic al României

Înspre nord, apare complexul inferior reprezentat printr-un pachet constituit din şisturi mesometamorfice, care se continuă spre nord-est, pînă la linia direcţională Vadul Dobrii-Cinciş, de-a lungul căreia unitatea epimetamorfică vine în contact anormal cu cea mezometamorfică.

La sud şi în superpoziţie normală faţă de complexul inferior, apare un pachet de şisturi ce constituie complexul superior al unităţii mesometamorfice.

Complexul inferior (a_1). Acest complex apare în bazinul văii Bordului şi cuprinde formaţiunile inferioare ale unităţii mesometamorfice din regiune. În partea superioară complexul este delimitat cu o continuitate remarcabilă de un nivel de şisturi amfibolice. Acest nivel generează şi anomaliile magnetice puse în evidenţă de M. POPESCU-BRĂDET în această zonă [1]). Şisturile amfibolice ale acestui nivel aflorează în partea superioară a afluenţilor drepţi ai văii Bordului. Stabilirea limitei stratigrafice inferioare a acestui complex al unităţii mesometamorfice nu se poate face în cadrul regiunii cercetate, întrucît spre nord-vest el este întrerupt de falia Cherghеş—Ruşchiţa, iar înspre nord-est de linia direcţională Vadul Dobrii—Cinciş. Astfel grosimea complexului (cunoscută) depăşeşte 1000—1200 m.

Din punct de vedere petrografic, acest complex este alcătuit din şisturi mesometamorfice caracteristice faciesului amfibolitelor cu almandin, subfaciesul staurolit-almandin [2]) reprezentate predominant prin diferite tipuri de roci terigene : micaşisturi muscovitice şi biotitice, micaşisturi cu granaţi (în care almandinul se dezvoltă ca porfiroblaste, al căror diametru poate depăşi uneori 1 cm). De asemenea cu răspîndire largă apar cuarţite biotitice şi cuarţite muscovito-biotitice. Cu totul subordonat se întîlnesc amfibolite sub formă de intercalaţii subţiri (afluentul stîng al pîrîului Rusca).

În şisturile cuarţitice muscovito-biotitice, granatul e mai rar şi mărunt ; în micaşisturi e mai bine dezvoltat. În secţiuni subţiri se observă adesea la granaţi un „S" intern, care formează cu direcţia generală a mineralelor micacee un unghi de aproape 90°. Alteori, granaţii au o structură helicitică. În general sînt proaspeţi. Biotitul e reprezentat printr-o varietate brun-roşcată. În unele secţiuni se observă porfiroblaste poikilitice de plagioclaz (cu incluziuni de granaţi, biotit, muscovit, cuarţ, titanit, orientate aproape perpendicular pe direcţia şistozităţii generale). Cîteodată în rocile complexului apare şi feldspatul potasic care adesea prezintă fenomene de sericitizare. Spre partea superioară a complexului se surprind uneori fenomene de retromorfism slab : biotitul este parţial cloritizat, în timp ce granatul nu este decît foarte puţin afectat de acest fenomen.

Complexul superior (a_2). Complexul superior al unităţii mezometamorfice apare în bazinele văii Ruşchiţa, văii Miclăuş şi văii Lătoroasa, în superpoziţie normală peste complexul inferior.

[1]) Vezi nota 4, pag. 118.

[2]) În lucrarea de faţă utilizăm clasificarea revizuită a faciesurilor metamorfice după TURNER (1961).

Institutul Geologic al României

Limita dintre cele două complexe se situează la sud de Culmea cu Rugi—Vf. Chiciora. Spre vest este retezat de falia Cherghеş—Ruschiţa, iar spre sud este mărginit de formaţiunile sedimentare ale bazinului Rusca Montană — Lunca Cernii. Grosimea cunoscută în regiune se poate aproxima la 1300—1500 m.

Prezenţa unui nivel constituit din şisturi actinolitice — tremolitice asociate cu roci calcaroase şi dolomite (nivel situat în partea mediană a complexului) a permis separarea în cadrul acestuia a două orizonturi stratigrafice : orizontul inferior şi orizontul superior.

Orizontul inferior este dispus peste complexul şisturilor mezometamorfice din nord, avînd în bază nivelul şisturilor amfibolice de pe afluenţii drepţi ai văii Bordului, iar la partea superioară nivelul şisturilor actinolitice, calcarelor şi dolomitelor. Orizontul astfel delimitat are o grosime de 1000—1250 m.

Partea inferioară a orizontului cuprinde nivelul rocilor actinolito-tremolitice, şisturi biotitice cuarţoase cu granaţi şi şisturi biotitice cu clorit şi granat. Granatul acestor şisturi este reprezentat printr-un almandin mărunt cristalizat (de obicei sub 2 mm). Şisturile actinolito-tremolitice prezintă o structură nematoblastică şi textură şistoasă evidentă. Sînt constituite predominant dintr-un amfibol actinolito-tremolitic căruia i se asociază în cantităţi subordonate clinozoizit, epidot, cuarţ şi sporadic magnetit. Aceste roci provin din metamorfozarea unor sedimente marnoase. Local, la izvoarele Pîrîului cu Rugi şi ale pîrîului Chiciora, apar lentile subţiri de calcare în apropierea şisturilor amfibolice menţionate.

Şisturile care se dispun în continuare peste partea inferioară a orizontului sînt metamorfozate în subfaciesul cuarţ—albit—almandin şi cuarţ—albit—biotit. Local, prezenţa staurolitului (valea Lătoroasa) indică şi o tranziţie gradată la subfaciesul staurolit-almandin. Peste rocile astfel metamorfozate s-au suprapus ulterior fenomene de retromorfism. Aceste şisturi sînt reprezentate prin roci sericito-cloritoase biotitice cu granat, şisturi cuarţitice sericitoase cu clorit şi biotit şi şisturi sericito-cloritoase mai mult sau mai puţin cuarţitice, ultimele întîlnindu-se în special spre partea superioară a orizontului. În partea mediană a acestuia se individualizează, între pîrîul Miclăuşul Mare şi valea Lătoroasa, un nivel relativ discontinuu de şisturi actinolitice. Roci asemănătoare constituie două benzi mai groase între valea Ruschiţa—pîrîul Polomului şi Pîrîul cu Rugi.

Fenomenele de retromorfism menţionate se manifestă în special prin cloritizarea biotitului. Cloritul de natură retromorfă se recunoaşte după resturile sagenetice sau după unele aureole pleocroice relicte. Alteori nu se poate stabili dacă cloritul este iniţial sau este de natură retromorf. Granatul este de obicei foarte puţin cloritizat. Cloritizarea biotitului se observă atît în roci cataclazate sau milonitizate cît şi în rocile neafectate de aceste fenomene. Cu totul rar apare şi staurolitul alături de biotit şi clorit (valea Lătoroasa, Pîrîul cu Rugi, valea Rusnac). Prezenţa sporadică a staurolitului este determinată probabil de creşterea locală a conţinutului în fier în sedimentele iniţiale.

Institutul Geologic al României

Pe valea Lătoroasa apar amfibolite sub forma unei intercalații subțiri. Ele reprezintă roci eruptive bazice metamorfozate, în care s-au păstrat ca relicte hornblenda și parțial textura inițială.

Orizontul superior se dispune normal peste șisturile orizontului inferior și aflorează în valea Ruschița, de unde se extinde spre est de-a lungul pîrîului Miclăușul Mic pînă în valea Lătoroasa.

Baza sa este marcată de un nivel relativ continuu de șisturi actinolitice — tremolitice, deasupra cărora se întîlnește o asociație caracteristică de intercalații subțiri de calcare, dolomite și șisturi actinolitice — tremolitice. Înspre sud, orizontul superior este delimitat de formațiunile sedimentare jurasice și cretacice ale bazinului Rusca Montană — Lunca Cernii. Grosimea cunoscută a acestui orizont, în regiune, depășește 300 m.

Orizontul superior este constituit din șisturi sericito-cloritoase, uneori cuarțoase, șisturi sericitoase, roci în care se intercalează șisturile actinolitice — tremolitice, calcarele (adesea rubanate) și dolomitele din baza sa. Șisturile actinolitice-tremolitice, provenite din metamorfozarea unor marne, sînt constituite predominant din actinot sau tremolit, cărora li se asociază clorit, cuarț, epidot, clinozoizit și sporadic biotit.

Din alcătuirea petrografică a unității mezometamorfice rezultă că șisturile cristaline ce intră în alcătuirea sa provin din metamorfozarea unor sedimente de natură terigenă, argilo-grezoase cu rare intercalații de marne cît și de calcare și dolomite.

Se constată în general o descreștere a gradului de metamorfism de la nord spre sud, ca expresie a variației intensității metamorfismului regional. În nord, șisturile au fost metamorfozate în condițiile subfaciesului staurolit-almandin al faciesului amfibolitelor cu almandin, în timp ce în partea de sud rocile au fost metamorfozate în condițiile subfaciesurilor cuarț—albit—almandin și cuarț—albit—biotit ale faciesului de șisturi verzi. Peste rocile rezultate în urma acestui metamorfism regional, s-au suprapus fenomene de diaftoreză.

2. *Unitatea epimetamorfică* (b)

Șisturile cristaline ale unității epimetamorfice constituie majoritatea suprafeței cercetate, ocupînd partea centrală de W și NE a regiunii Ruschița. Înspre SE ele sînt separate de șisturile unității mesometamorfice prin falia Cherghеș — Ruschița, iar spre sud sînt delimitate de formațiunile sedimentare cretacice ale bazinului Rusca Montană — Lunca Cernii.

Unitatea epimetamorfică se extinde în bazinul superior al văii Ruschița (Padeș), pe pîrîul Morii, pîrîul cu Raci, cît și în partea nordică a bazinului Văii Negrii, pe valea Afinari, valea Lupului, valea Varnița.

Subdiviziunile de ordin stratigrafic stabilite în zona Ruschița sînt corelabile, după cum am menționat mai sus cu cele puse în evidență și în alte sectoare ale unității epimetanorfice din masiv. Paralelizarea stratigrafică cu aceste sectoare arată că în regiunea cercetată apar numai părți superioare din stiva formațiunilor unității epimetamorfice din Poiana Ruscă, respectiv partea superioară a complexului șisturilor grafitoase, a

Institutul Geologic al României

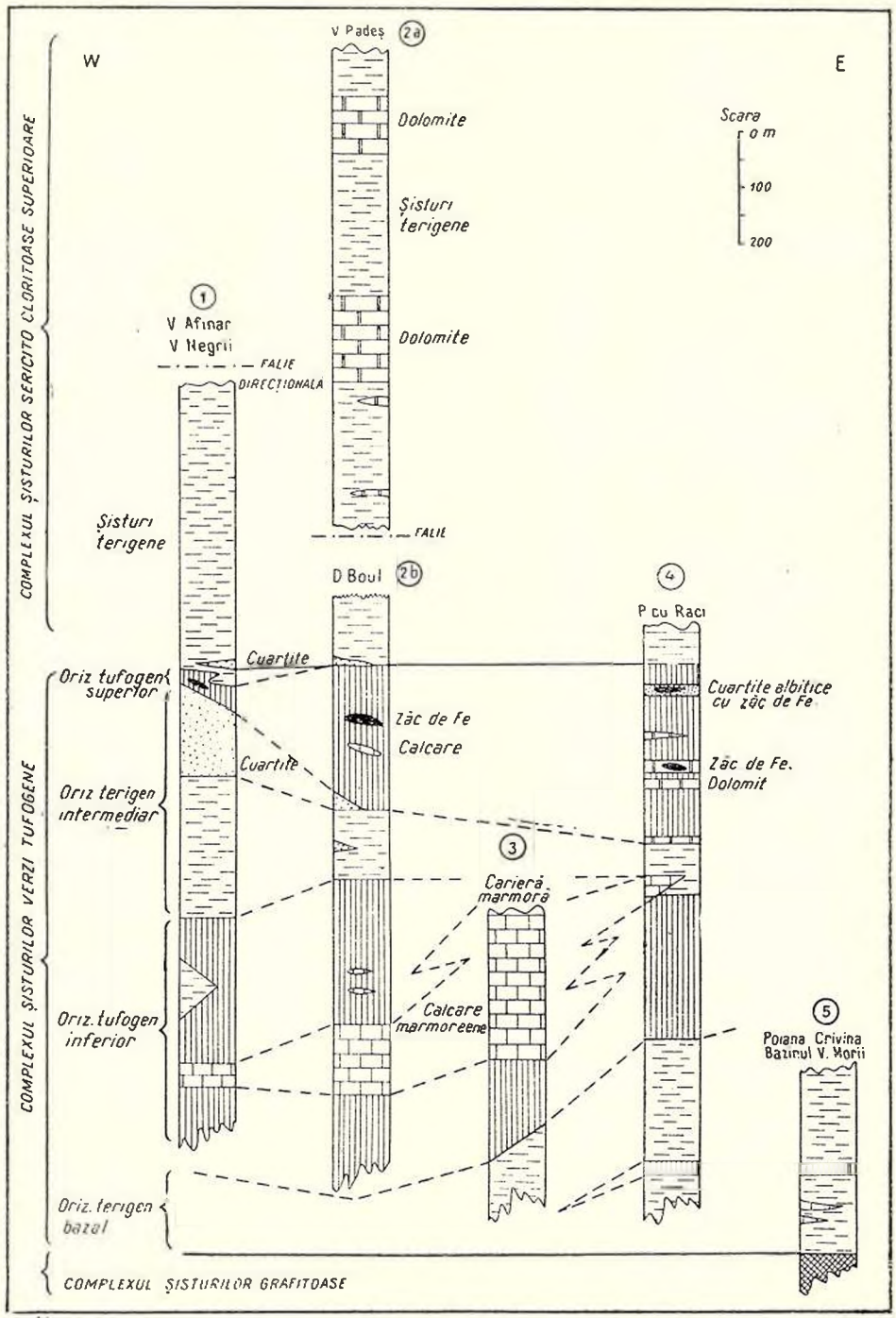


Fig. 2. — Coloane stratigrafice prin formațiunile cristaline ale unității epimetamorfice din regiunea Ruschița.

Abb. 2. — Stratigraphische Kolonnen der epimetamorphen Einheit.

Institutul Geologic al României

complexului șisturilor grafitoase, complexul șisturilor verzi (tufogene) și complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice superioare. În alte părți ale masivului (regiunea Teliuc—Ghelar și zona văii Bătrîna) sub șisturile acestor complexe, urmează complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice inferioare și complexul șisturilor și al cuarțitelor grafitoase cu intercalații de roci verzi tufogene, ce reprezintă termenul inferior cunoscut în unitatea epimetamorfică a masivului.

În fig. 2 sînt reprezentate în mod schematic succesiunile stratigrafice și variațiile de facies sedimentare, inițiale, care au putut fi determinate în cadrul celor trei complexe prezentate în regiunea Ruschița. Coloanele stratigrafice din figura menționată, s-au alcătuit pe baza profilelor geologice cît și a datelor obținute prin foraje (executate de I.S.E.M.).

Complexul șisturilor grafitoase (b_1). Șisturile grafitoase ale acestui complex constituie formațiunile stratigrafice inferioare cunoscute în regiune în cadrul unității epimetamorfice. Ele apar numai în extremitatea nord-estică a perimetrului cercetat, în zona de la Poiana Crivina (bazinul superior al văii Bordului) și sînt reprezentate prin șisturi sericito-grafitoase, mai mult sau mai puțin cuarțitice. În limitele hărții anexate lucrării, apare numai partea superioară a acestui complex, care mai înspre nord se dezvoltă pe toată grosimea sa.

Limita între complexul șisturilor grafitoase și cel al șisturilor verzi tufogene (ce urmează în superpoziție normală) a fost pusă la nord de cele mai inferioare intercalații de carbonatite (calcare, dolomite) și șisturi tufogene din această zonă.

Complexul șisturilor verzi (tufogene) (b_2). Complexul șisturilor verzi (tufogene) apare bine dezvoltat pe de o parte în valea Ruschița, bazinele pîrîul Morii și Pîrîul cu Raci, iar pe de altă parte în zona de W a regiunii, în dealul Boul și bazinele văilor Lupului și Afinari.

Complexul este constituit din roci epimetamorfice provenite din metamorfozarea în faciesul de șisturi verzi a unor formațiuni sedimentare terigene, cu numeroase intercalații de tufuri și tufite bazice, precum și de roci carbonatice reprezentate prin calcare, dolomite și carbonatite ferifere. Prezența rocilor tufogene bazice reprezentate prin șisturi verzi și amfibolite, constituie caracteristica petrografică principală a acestui complex.

Limita inferioară a complexului, deschisă în zona de la Poiana Crivina, a fost pusă sub intercalațiile subțiri de calcare rubanate din valea Bordului, întrucît sub acestea se dezvoltă în mod uniform șisturi sericito-grafitoase. Limita superioară a complexului șisturilor verzi (tufogene) a fost considerată cea dintre orizontul superior de șisturi tufogene din regiune și șisturile cuarțitice sericitoase, uneori slab grafitoase, ce urmează în continuitate de sedimentare peste acest orizont.

Prezentarea complexului se va face în ordinea succesiunii orizonturilor stratigrafice ce au putut fi separate în cadrul lui : orizontul bazal terigen, orizontul tufogen inferior, orizontul terigen intermediar, și orizontul tufogen superior.

Institutul Geologic al României

Orizontul bazal terigen, Şisturile acestui orizont apar numai în partea de NE a regiunii cercetate, în bazinele superioare ale văilor Bordului, Morii, Pîrîul cu Raci şi în valea Ruschiţa. Ele sînt reprezentate în majoritate prin formaţiuni de natură terigenă, în care se află intercalate strate subţiri de calcare şi dolomite rubanate şi şisturi verzi tufogene. Rocile terigene sînt reprezentate prin şisturi sericito-cloritoase cu sau fără biotit, mai mult sau mai puţin cuarţitice şi şisturi sericito-grafitoase care uneori sînt biotitice (bazinul văii Morii). Şisturile grafitoase se dezvoltă în special în partea inferioară a orizontului, anunţînd astfel trecerea spre complexul inferior, grafitos. Ele se întîlnesc la Poiana Crivina, pe afluenţii drepţi superiori ai văii Morii şi spre izvoarele Pîrîului cu Raci.

În valea Ruschiţa apare numai partea superioară a orizontului bazal terigen (fig. 2, col. 3), alcătuită din roci mai intens metamorfozate, reprezentate prin şisturi cuarţitice muscovito-biotitice şi cuarţite cu biotit.

Intercalaţiile de carbonatite apar înspre partea inferioară a orizontului, poziţia lor stratigrafică apărînd cel mai evident la Poiana Crivina. Stratul superior de dolomite reapare mai la sud (în lungul văii Morii) pe flancurile unui anticlinal strîns.

Şisturile verzi tufogene apar în apropierea calcarelor, într-o poziţie stratigrafică superioară. Ele formează un nivel continuu ce se poate urmări la Poiana Crivina şi pe flancurile unui sinclinal în bazinul superior al văii Morii. Pe flancul nordic ele sînt reprezentate prin şisturi cloritoase cu magnetit, iar pe cel sudic prin şisturi actinolitice, fapt ce indică o slabă creştere a gradului de metamorfism în cadrul aceluiaşi nivel stratigrafic de la nord spre sud.

Orizontul tufogen inferior. Rocile acestui orizont apar pe valea Morii, Pîrîul cu Raci, valea Ruschiţa, pîrîul Lupului, şi pîrîul Afinari.

În cadrul orizontului predominant tufogen inferior se constată o variaţie accentuată a gradului de metamorfism care creşte de la nord la sud. Astfel în partea de nord a regiunii, în cursul superior al Pîrîului cu Raci, rocile orizontului sînt metamorfozate în condiţiile subfaciesului cuarţ-albit-biotitic, în timp ce în partea de sud, pe pîrîul Lupului, valea Morii, valea Ruschiţa şi în cursul inferior al Pîrîului cu Raci, sînt metamorfozate în condiţiile subfaciesului cuarţ—albit—almandin al faciesului de şisturi verzi. Acest subfacies (sub denumirea sa anterioară de faciesul amfibolitelor cu epidot şi albit) a fost menţionat în partea de W a regiunii de D. GIUŞCĂ, M. BILOIU, D. RĂDULESCU, V. STIOPOL şi R. DIMITRESCU (1956).

Rocile acestui orizont sînt reprezentate prin şisturi cloritoase cu albit, şisturi clorito-biotitice, amfibolite, şisturi amfibolice, şisturi biotito-amfibolice calcaroase, şisturi muscovito-biotitice cuarţitice (uneori cu amfiboli) şi calcare marmoreene. Asociaţia acestor roci, în majoritate de natură tufogenă, cu calcarele marmoreene, este foarte caracteristică pentru această

Institutul Geologic al României

parte a complexului şisturilor verzi (tufogene), întrucît ea reapare în mod identic şi în regiunea Alun—Vadul Dobrii [1]).

Calcarele acestui orizont sînt bine deschise în cariera de marmoră de pe Pîrîul cu Raci şi valea Ruschiţa, şi pe valea Morii şi pîrîul Peşterii. Ele au fost interceptate de către forajul din dealul Boul (23.915 I.S.E.M.) şi la est de pîrîul Lupului (forajele 23.910 şi 23.905). În cadrul calcarelor marmoreene se pot distinge mai multe varietăţi : calcare marmoreene albe masive, calcare marmoreene cenuşii rubanate şi cu nuanţe roz, calcare rubanate adesea cu clorit. Acestea din urmă sînt foarte caracteritice pentru acest nivel stratigrafic calcaros din cristalinul epimetamortic al zonei centrale a masivului, fiind recunoscut şi la suprafaţă şi în forajele de la Vadul Dobrii, Alun, Boul şi pîrîul Lupului. Caracteristic pentru calcarele marmoreene de Ruschiţa — Alun, este dezvoltarea lenticulară sub care se prezintă. Stratele lenticulare calcaroase se îndinţează cu amfibolite şi şisturi cloritoase calcaroase sau cu cuarţite biotitice. Spre deosebire de majoritatea rocilor dolomitice din regiune, stratele lentiliforme de calcare marmoreene, în mod similar celor de la Alun şi Vadul Dobrii [1]), nu reprezintă braţe (excrescenţe) laterale ale dolonitelor recifogene din regiunea Tomeşti—Luncani.

Grosimea maximă a calcarelor marmoreene se constată în bazinul inferior al Pîrîului cu Raci, în valea Morii şi valea Ruschiţa. Forajele au arătat existenţa lor şi sub dealul Boul şi sub culmea de la est de pîrîul Lupului, unde au însă o grosime mai redusă. În general se constată subţierea lor din zona carierei Ruschiţa spre vest (fig. 2, col. 1, 2, 3) cît şi înspre nord (fig. 2, col. 4). Astfel în vestul regiunii, pe valea Lupului şi valea Afinari, nivelul marmorelor de Ruschiţa se reduce la intercalaţii subţiri de calcare rubanate. Efilarea spre nord se poate urmări în zona bazinului superior al Pîrîului cu Raci.

Şisturile verzi cloritoase şi majoritatea amfibolitelor acestui orizont reprezintă roci de natură tufogenă care au fost supuse metamorfismului regional. Aceste roci în care se intercalează calcarele de Ruschiţa, trec uneori lateral la formaţiuni terigene reprezentate prin şisturi biotitice calcaroase cu amfiboli, şisturi biotito-muscovitice cuarţitice, şisturi sericito-cloritoase cu biotit.

În cursul superior al Pîrîului cu Raci, peste orizontul bazal terigen, se situează un nivel de şisturi verzi tufogene cu o intercalaţie subţire de calcare slab rubanate. Şisturile verzi sînt reprezentate prin şisturi cloritoase calcaroase biotitice cu albit, către baza cărora apar şisturi cloritoase cu porfiroblaste de ankerit. Alterarea superficială dă un aspect cu totul caracteristic acestor roci, în urma îndepărtării porfibroblastelor de ankerit rămînînd goluri umplute parţial cu limonit. Determinările feldspaţilor din rocile acestui nivel de şisturi verzi au arătat prezenţa albitului cu un conţinut de 2—5% anortit.

Deasupra acestui nivel tufogen, pînă la calcarele marmoreene ce apar mai jos pe Pîrîul cu Raci, se interpune un nivel de şisturi sericito-clori-

[1]) Vezi nota 1, pag. 118.

Institutul Geologic al României

toase în parte biotitice (de natură terigenă), în timp ce în cursul inferior al Pîrîului cu Raci rocile tufogene se dezvoltă direct sub sinclinalul calcarelor marmoreene cu care se îndinţează. Aici ele sînt reprezentate prin amfibolite, şisturi amfibolice şi şisturi biotito-amfibolice. În aceste roci amfibolul este reprezentat printr-o hornblendă verde-albăstruie şi prin actinot.

Se constată deci o variaţie a gradului de metamorfism în cadrul orizontului de şisturi tufogene, de la subfaciesul cuarţ—albit—biotit din nord (cursul superior al Pîrîului cu Raci) la subfaciesul cuarţ—albit—almandin din sud (cursul inferior al Pîrîului cu Raci) (fig. 3). Acest lucru se reflectă şi în compoziţia feldspaţilor plagioclazi. Aceştia sînt reprezentaţi

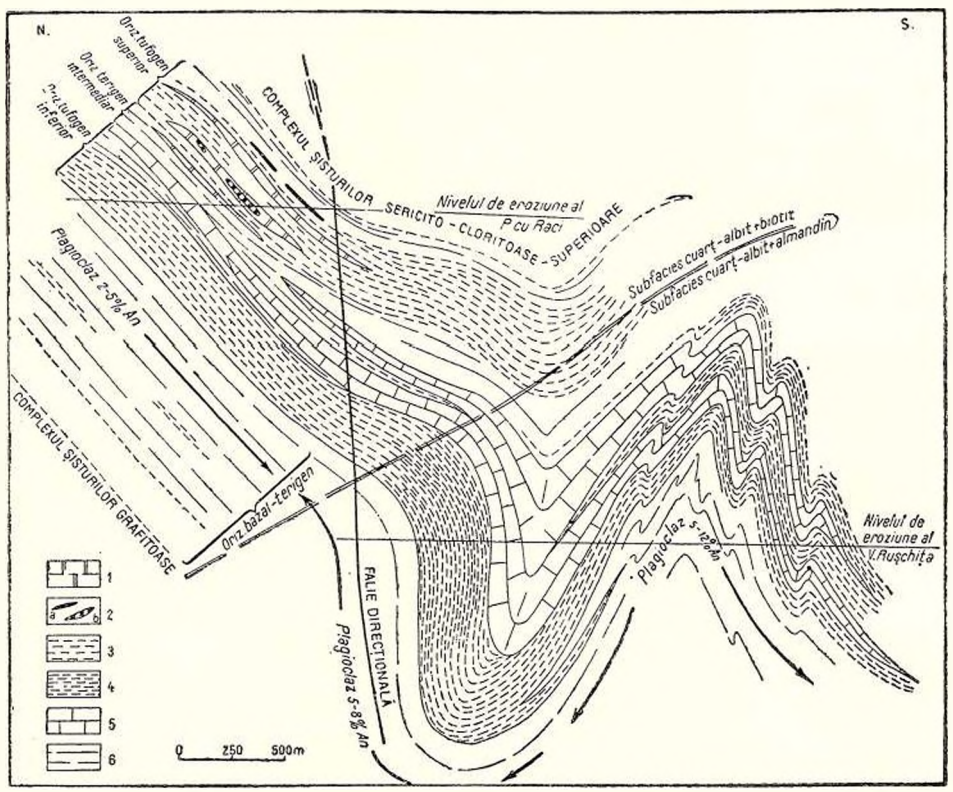


Fig. 3. — Reconstituirea aspectului stratigrafic-structural al complexului şisturilor verzi tufogene din bazinul Pîrîul cu Raci — valea Ruschiţa — valea Morii (în profil).

1. dolomite; 2. zăcăminte de fier; 2a. magnetitice; 2b. carbonaţi de fier; 3. şisturi tufogene (nivelul superior tufogen); 4. şisturi cloritoase şi amfibolice (nivelul inferior tufogen); 5. calcare; 6. şisturi sericito-cloritoase, + grafitoase.

Abb. 3. — Zusammenfassende Darstellung der Stratigraphie und Struktur des tuffogenen Grünschieferkomplexes aus dem östlichen Teil des Ruschiţa-Gebietes (V. Morii — V. Ruschiţa — Pîrîul cu Raci).

1. Dolomit; 2. Eisenerzlagerstätten; 2a. Magnetit; 2b. Eisenkarbonate; 3. Tuffogene Grünschiefer (oberer tuffogener Horizont); 4. Chlorit — und Amphibolschiefer (unterer tuffogener Horizont); 5. Kalksteine (Ruschiţa-Marmor; 6. Serizit-Chloritschiefer.

Institutul Geologic al României

(după cum s-a arătat) în șisturile verzi din cursul superior al Pîrîului cu Raci prin albit cu 2—5% anortit. Determinările celor din rocile amfibolice de pe cursul inferior al Pîrîului cu Raci, au arătat un conținut de 5—8% anortit. Mai spre sud, în valea Ruschița și în cursul inferior al văii Morii, conținutul în anortit se ridică treptat pînă la 12% anortit (fig. 3).

În partea de vest a regiunii, pe pîrîul Lupului, și valea Afinari, rocile tufogene și intercalațiile terigene ale acestui orizont, se înscriu de asemenea în subfaciesul cuarț—albit—almandin. Ele au fost interceptate și sub dealul Boului și la est de valea Lupului de către forajele I. S.E.M.-ului. Ele sînt reprezentate prin amfibolite și șisturi amfibolice cu rare intercalații de calcare rubanate subțiri și sînt asociate cu șisturi biotitice calcaroase și cuarțitice. Determinările feldspaților plagioclazi din aceste roci au arătat, în cadrul feldspatului plagioclaz, un conținut de 10.13% anortit. În extremitatea vestică a zonei cercetate, pe valea Afinari, apare numai partea superioară a acestui orizont, reprezentată aici prin șisturi sericito-cloritoase biotitice în care se află intercalate șisturi amfibolice și calcare.

Orizontul terigen intermediar. Orizontul terigen intermediar urmează în poziție normală peste orizontul precedent descris și suportă orizontul predominant tufogen superior. El apare bine dezvoltat în special în partea de vest a regiunii, pe valea Afinari, unde atinge grosimea maximă. Înspre est, începe să piardă treptat din grosime, astfel încît în Pîrîul cu Raci ajunge să fie redus la o fîșie relativ îngustă de șisturi terigene. Această variație de grosime a orizontului terigen intermediar se produce în sens invers variațiilor din cadrul orizontului imediat superior (orizontul tufogen superior). Acest lucru reiese în mod evident din coloanele stratigrafice prezentate în fig. 2.

Rocile orizontului terigen intermediar sînt reprezentate prin șisturi sericito-cloritoase, șisturi sericito-cloritoase cuarțitice și sericito-cloritoase biotitice mai mult sau mai puțin cuarțitice. În sudul perimetrului cercetat, pe valea Lupului, creșterea intensității metamorfismului se poate remarca și în cadrul acestui orizont prin predominarea șisturilor biotitice cuarțitice în care începe să apară almandinul.

În partea de vest a regiunii, începînd din dealul Boul, în aceste șisturi terigene se intercalează două nivele de cuarțite albe-brunii foarte caracteristice. Nivelul superior, situat în partea superioară a orizontului, chiar sub limita cu orizontul tufogen superior, este mai constant, putîndu-se urmări din dealul Boul pînă în valea Afinari și Valea Negrii, de unde se continuă mai departe spre vest, ieșind din limitele perimetrului cercetat. Grosimea acestui nivel cuarțitic crește spre vest, atingînd grosimea maximă (100—150 m) în zona confluenței valea Afinari cu Valea Negrii.

Orizontul tufogen superior. Orizontul tufogen superior urmează în continuitate de sedimentare peste șisturile terigene sericito-cloritoase din estul regiunii și peste cuarțitele albe-brunii din vestul regiunii, ale orizontului precedent descris. Orizontul apare în bazinul Pîrîul cu Raci, dealul Boul, dealul Lupului, valea Lupului, Valea Negrii și valea Afinari și este constituit din șisturi cloritoase actinolitice cu albit de natură tufogenă, cu rare intercalații de șisturi sericito-cloritoase terigene. Carac-

Institutul Geologic al României

teristice acestui orizont, în special în Pîrîul cu Raci, sînt intercalaţiile de strate lentiliforme dolomitice şi de cuarţite albitice.

Orizontul tufogen superior consctituie partea superioară a complexului şisturilor verzi tufogene şi reprezintă orizontul stratigrafic în care se încadrează toate zăcămintele de fier din regiunea Ruschiţa. De aici decurge una din caracteristicile sale şi importanţa economică pe care o prezintă separarea sa cartografică.

Variaţiile faciale metamorfice menţionate la orizonturile inferioare se constată şi în cadrul acestui orizont stratigrafic. Astfel, în partea de nord a regiunii, pe Pîrîul cu Raci, în dealul Boului şi în cursul superior al văii Lupului, rocile orizontului se înscriu în cadrul subfaciesului cuarţ—albit—biotit al faciesului de şisturi verzi, în timp ce spre sud, în dealul Morminţi, în cursul inferior al văii Lupului şi pe Valea Negrii, acestea trec la subfaciesul cuarţ—albit—almandin.

Şisturile tufogene ale acestui orizont, din partea nordică a regiunii (Pîrîul cu Raci, dealul Boul), sînt reprezentate prin şisturi cloritoase, albitice, şisturi cloritoase cu albit şi clorit, şisturi actinolitice cu albit. Prezenţa magnetitului în cantităţi în general mici şi variabile, caracterizează toate aceste roci. De asemeni se remarcă adesea prezenţa epidotului, calcitului, titanitului şi a sfenului. Şisturile verzi din dealul Boul sînt adesea foarte bogate în epidot, rezultat însă în majoritate în urma proceselor de epidotizare, foarte răspîndite în această parte a regiunii, în jurul corpurilor banatitice.

Şisturile verzi ale orizontului din sudul perimetrului, sînt reprezentate prin şisturi amfibolice şi amfibolite, uneori cu biotit sau clorit. Amfibolitele constau din hornblendă verde-albăstruie, asociată cu albit, cuarţ, epidot şi în cantităţi subordonate cu calcit, sfen, apatit şi magnetit. Şisturile amfibolice sînt reprezentate de regulă prin şisturi actionolitice cu hornblendă verde-albăstruie, albit şi epidot.

Dolomitele apar (sub formă de strate discontinue, cu grosimi reduse) în bazinul Pîrîul cu Raci (fig. 2, col. 4 şi fig. 3) şi în cursul inferior al pîrîului Lupului. Sînt reprezentate prin dolomite albicioase, uneori cenuşii, rubanate. Cu aceste roci dolomitice sînt uneori asociate zăcămintele de siderit din şisturile verzi tufogene ale bazinului Pîrîului cu Raci (zăcămintele Werner, Baron).

Cuarţitele albitice au fost întîlnite numai în Pîrîul cu Raci şi pîrîul Nisip, către partea superioară a orizontului tufogen superior în apropierea limitei cu complexul şisturilor sericito-cloritoase superioare. Sînt constituite aproape exclusiv din cuarţ şi albit ce apar aproape în cantităţi egale. Uneori se observă şi prezenţa sericitului. Asociate acestor roci sînt zăcămintele de magnetit (Rudolf, Nisip) din bazinul Pîrîul cu Raci.

În afara zăcămintelor de fier menţionate mai apar acumulări ferifere constituite predominant din carbonaţi de fier, situate de asemenea în şisturi verzi tufogene, neasociate cu roci dolomitice sau cuarţite albitice. Astfel de zăcăminte se cunosc în dealul Boul, valea Lupului, dealul Lupului, valea Afinar, valea Negrii.

Institutul Geologic al României

Intercalațiile de șisturi terigene din cadrul orizontului tufogen superior sînt reprezentate prin șisturi sericito-cloritoase uneori biotitice, care se îndinţează cu șisturile verzi cloritoase și amfibolitice tufogene.

De la E spre W și SW, începînd din dealul Boul, se constată o subțiere treptată a orizontului tufogen superior, paralel cu îngroșarea orizontului terigen intermediar din baza sa, fapt ce se poate urmări în fig. 2 și fig. 4.

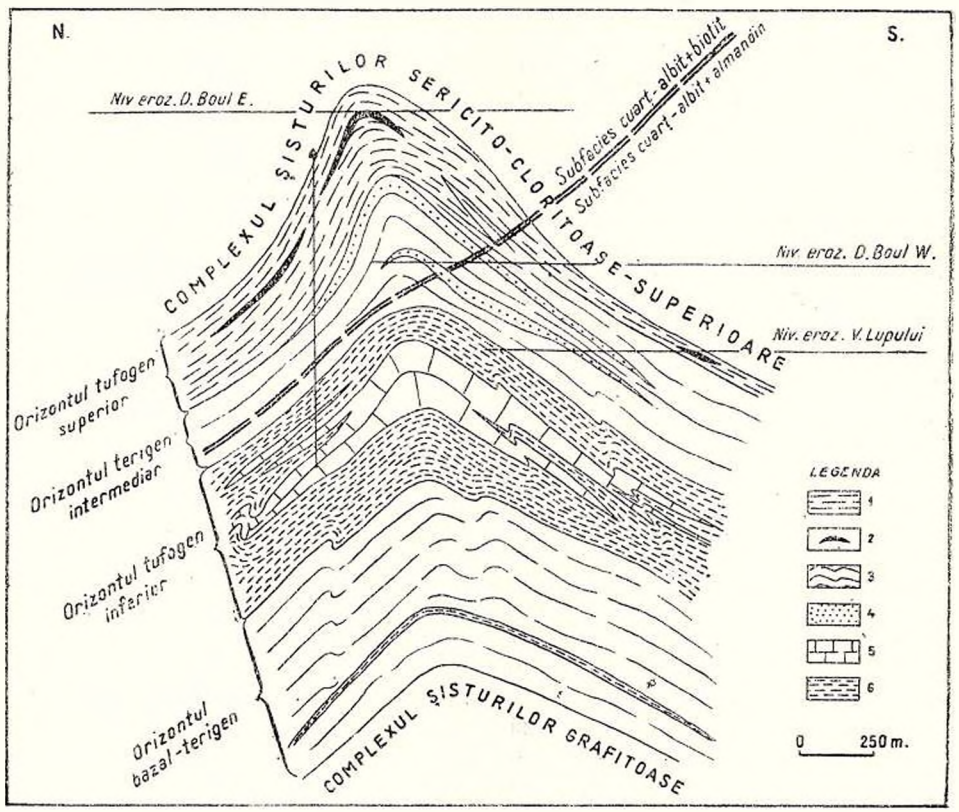


Fig. 4. — Reconstituirea aspectului stratigrafic-structural al complexului șisturilor verzi tufogene în dealul Boului — Pîriul Lupului.

1, șisturi cloritoase tufogene (nivelul superior tufogen în profil; 2, zăcăminte de fier; 3, șisturi sericito-cloritoase; 4, cuarțite; 5, calcare marmoreene; 6, șisuri amfibolice și amfibolite (nivelul inferior tufogen).

Abb. 4. — Zusammenfassende Darstellung der Stratigraphie und Struktur des tuffogenen Grünschieferkomplexes aus dem westlichen Teil des Ruschița-Gebietes (D. Boul — V. Lupului).

1, Tuffogene Chloritschiefer (oberer tuffogener Horizont). 2, Eisenerzlagerstätten; 3, Serizit-Chloritschiefer; 4, Quarzite; 5, Kalksteine (Marmor); 6, Amphibolschiefer und Amphibolite (unterer tuffogener Horizont).

Din reprezentarea anticlinalului din dealul Boul (fig. 4) rezultă că această efilare se datorește îndinţărilor șisturilor verzi cu formațiunile terigene, reprezentate pe flancul sudic al anticlinalului prin șisturi biotitice-cuarțitice și șisturi muscovitice-cuarțitice cu almandin. Datorită

Institutul Geologic al României

acestui fapt, limitele orizontului tufogen superior nu reprezintă în mod riguros o suprafață izocronă. Sincronismul șisturilor cuprinse între limitele acestui orizont trebuie înțeles în sensul că ele reprezintă în întregime produsele aceluiași moment de activitate intensă vulcanică a magmatismului bazic inițial premetamorfic, ca aparținînd deci aceleiași faze magmatice paroxismale.

Pentru a prezenta o imagine clară asupra structurii, succesiunii stratigrafice, alcătuirii petrografice și a variațiilor de facies metamorfic și de sedimentare inițiale, au fost construite profile sintetice (generalizate) prin cele două zone principale în care aflorează complexul șisturilor verzi (tufogene) : zona estică a văii Ruschița—Pîrîul cu Raci—valea Morii (fig. 3) și zona vestică, dealul Boul—dealul Morminți—valea Lupului (fig. 4). În aceste profile jocul faliilor a fost anulat prin readucerea în poziție normală a diferitelor compartimente tectonice. Au fost indicate diferitele nivele de eroziune, la care este deschis complexul în zona respectivă și poziția principalelor foraje structurale.

Se constată că în timp ce în partea de E (valea Morii, Pîrîul cu Raci, valea Ruschița) complexul șisturilor verzi (tufogene) alcătuiește un sinclinal urmat la sud de un anticlinal (deci o mare cută-scaun), în partea de vest apare numai anticlinalul sudic, sinclinalul din nord nemaiapărînd din cauza faliei direcționale de la N de dealul Boul. El reapare doar din valea Lupului spre vest.

După cum s-a mai arătat, rocile cele mai caracteristice și mai interesante din punct de vedere cartografic ale complexului, sînt șisturile verzi și amfibolitele de natură tufogenă. Ele provin din metamorfozarea regională cu intensități diferite a produselor magmatismului bazic inițial, a cărui activitate paroxismală a condiționat sedimentarea complexului. Aceste roci sînt reprezentate cu precădere de tufuri și tufite bazice și mai puțin prin curgeri și intruziuni de roci bazice metamorfozate (de exemplu serpentinitele talcizate din pîrîul Lupului). Ele se înscriu în cadrul faciesului de șisturi verzi.

Astfel rocile ce se încadrează în subfaciesul cuarț—albit—muscovit—clorit sînt reprezentate mai ales prin șisturi cloritioase cu porfiroblaste de albit, adesea cu magnetit, fapt ce cauzează o serie de anomalii magnetice cunoscute în regiune [1]). În aceste roci, epidotul și calcitul sînt destul de frecvente în cantități mici. Tot în același subfacies, rocile tufogene sînt reprezentate și prin șisturi actinolitice cu albit și epidot, care spre deosebire de zona Teliuc—Ghelar (O. MAIER, G. MUREȘAN, M. MUREȘAN, 1959), predomină net asupra primelor. Eventual, acest lucru s-ar putea explica prin faptul că în estul masivului ele sînt mai bogate în material carbonatic recifogen, pe cînd în regiunea Ruschița ele sînt mai bogate în material tufogen.

În subfaciesul cuarț—albit—almandin, rocile tufogene sînt reprezentate prin șisturi amfibolice alcătuite din hornblendă verde-albăstruie, plagioclazi (cu mai puțin de 7 — 8% anortit) și epidot. De asemeni în

[1]) Vezi nota 3, pag. 118.

Institutul Geologic al României

cadrul acestor roci se găsesc uneori șisturi în care alături de hornblendă verde-albăstruie, apare actinotul (mai larg dezvoltat) și chiar cloritul. Rocile amfibolice în care plagioclazul are mai mult de 7 — 8% anortit fac trecerea spre faciesul amfibolitic.

Prin participarea materialului terigen argilo-grezos, șisturile tufogene devin biotitice, mai cuarțitice, iar prin participarea materialului carbonatic, acestea trec la șisturi clorito-calcaroase, șisturi clorito-actinolitice calcaroase, șisturi amfibolice calcaroase etc.

În unele roci ce fac trecerea la faciesul amfibolitic, precum și la rocile din subfaciesul cuarț—albit—almandin, alături de hornblenda verde-albăstruie și de albit—oligoclaz (7-8% anortit — 10-15% anortit) apare cloritul, asociație de altfel menționată mai demult în regiune (L. PAVELESCU, 1958). Exceptînd rocile afectate de un metamorfism dinamic (milonite) în care cloritizarea hornblendei și a biotitului sînt evidente, considerăm coexistența cloritului cu hornblenda verde-albăstruie și cu biotitul ca o situație stabilă în cadrul unor roci cu chimism nefavorabil formării integrale a paragenezelor caracteristice obișnuite în condițiile metamorfice respective. La un conținut insuficient de potasiu, cloritul nu a putut trece complet în biotit. Pe de altă parte, hornblenda verde-albăstruie, caracteristică subfaciesului cuarț—albit—almandin, nu a putut să consume restul de alumină nelegată în biotit. În consecință, cloritul a trebuit să apară în parageneză cu mineralele caracteristice subfaciesului cuarț—albit—almandin. De abia în faciesul amfibolitelor, hornblenda bogată în aluminiu exclude coexistența ei cu cloritul. În rocile în care coexită cloritul cu hornblenda verde-albăstruie (exceptînd rocile afectate de un metamorfism dinamic) s-au observat la microscop numai relații structurale care arată cristalizarea hornblendei și a biotitului concomitent sau ulterior formării cloritului, în cadrul unui proces de metamorfism progresiv. Astfel, de exemplu se întîlnesc adesea porfiroblaste de hornblendă verde-albăstruie crescute într-o masă cloritică.

Studiul microscopic cît și cartarea efectuată pe teren indică (după cum s-a arătat deja la descrierea orizonturilor complexului șisturilor verzi) o variație evidentă a gradului de metamorfism în cadrul complexului, manifestată prin creșterea treptată a gradului de metamorfism de la nord spre sud. După cum reiese din profilele figurilor 3 și 4, în care este indicată printr-o linie delimitarea răspîndirii subfaciesurilor faciesului șisturilor verzi în cuprinsul complexului, zona de tranziție dintre subfaciesuri traversează oblic orizonturile stratigrafice ale complexului. Ea trebuie imaginată în consecință ca o suprafață orientată aproximativ paralel cu direcțiile stratigrafice din cristalin și avînd o înclinare nordică de circa 40° — — 50°, deci în general contrară sensului înclinării (spre S) stratificației formațiunilor cristaline (fig. 3 și fig. 4).

Complexul șisturilor sericito-cloritoase superioare (b_3). Rocile complexului șisturilor sericito-cloritoase, superioare, dispuse în continuitate de sedimentare peste cele ale complexului șisturilor verzi (tufogene), reprezintă formațiunile superioare din stiva cristalinului din regiunea

Institutul Geologic al României

cercetată şi din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă în general. Ele apar în cadrul zonei cercetate, în partea de N şi NW a regiunii, în bazinul văii Ruschiţa (Padeş), culmea Padeş-Moşuţa[1]), culmea Boul şi în partea sud-vestică a perimetrului cercetat, în bazinul Pîrîul Cracul Lung, Valea Negrii, valea Varniţa şi dealul Lupului.

Şisturile complexului sericito-cloritos superior din sud-vestul regiunii, urmînd imediat peste orizontul superior de şisturi tufogene, descris mai înainte, reprezintă doar partea inferioară a acestui complex, care în partea de nord a masivului atinge valori impresionante [1]). Întrucît şisturile complexului din nordul regiunii sînt delimitate spre S de o importantă falie direcţională, raporturile stratigrafice de detaliu cu cele din sud nu se pot cunoaşte. Este cert însă faptul că formaţiunile de la nord de linia direcţională amintită sînt superioare stratigrafic celor din sudul ei.

Rocile complexului şisturilor sericito-cloritoase superioare din regiunea Ruschiţa, sînt reprezentate exclusiv prin formaţiuni de natură terigenă cu intercalaţii de carbonatite calcaroase şi dolomite recifogene.

În dealul Boul, pe flancul nordic al anticlinalului de aici şi în apropierea şarnierei acestuia, în baza complexului se află un orizont bogat în şisturi sericito-grafitoase adesea biotitice, cu rare intercalaţii de şisturi cuarţitice sericito-cloritoase uneori cu biotit. Aceste roci slab grafitoase, interceptate şi de forajele I.S.E.M. din dealul Boul, trec treptat spre partea superioară la şisturi sericito-cloritoase cuarţitice, situaţie similară cu cea prezentată de şisturile din sinclinalul ce trece prin dealul Lupului. Pe flancul sudic al anticlinalului menţionat în dealul Boul, partea bazală a complexului, dispusă peste formaţiunile mai puternic metamorfozate ale complexului tufogen, prezintă de asemeni un grad mai avansat de metamorfism. Ele sînt reprezentate aici prin şisturi muscovito-cuarţitice cu biotit şi granat, şisturi muscovito-biotitice cu sau fără almandin şi prin şisturi sericito-muscovitice grafitoase. Spre deosebire de şisturile din dealul Boul şi dealul Lupului, metamorfozate în subfaciesul cuarţ—albit—biotit, acestea se încadrează în subfaciesul cuarţ—albit—almandin al faciesului de şisturi verzi.

Complexul şisturilor sericito-cloritoase superioare este reprezentat la nord de falia direcţională de la N de dealul Boul (în bazinul superior al pîrîului Padeş) şi la S de această linie (în bazinul pîrîul Cracul Lung), după cum am arătat mai sus, prin formaţiuni stratigrafic superioare celor descrise pînă acum. Ele constau din şisturi sericito-cloritoase şi şisturi sericito-grafitoase. Acestea din urmă se întîlnesc frecvent în apropierea rocilor dolomitice de pe pîrîul Padeşului şi afluenţii lui superiori.

Dolomitele care se prezintă sub formă de roci masive albe-cenuşii, uneori rubanate, sau cu structuri relicte de brecii sedimentare, reprezintă probabil braţe sudice prin care se îndinţează formaţiunile recifogene dolomitice (dolomitele şi calcarele de Tomeşti — Luncani) din nordul

[1]) Vezi nota 2, pag. 118.

Institutul Geologic al României

regiunii Ruschița, cu șisturile conexe[1]). Aceste îndințări faciale au fost menționate în regiunea Ruschița de AL. CODARCEA și L. PAVELESCU (1956) iar la nord de culmea Padeș-Rusca de V. C. PAPIU (1956).

Trebuie remarcat faptul că în cadrul complexului șisturilor sericito-cloritoase superioare se surprind variații ale intensității metamorfismului regional, în mod similar celor descrise la complexul șisturilor verzi (tufogene). Acest lucru se manifestă prin creșterea gradului de metamorfism de la nord spre sud; șisturile din nordul regiunii se încadrează în subfaciesul cuarț—albit—clorit, cele din zona centrală a regiunii, în subfaciesul cuarț—albit—biotit, iar o parte din cele din sud în subfaciesul cuarț—albit—almandin al faciesului de șisturi verzi.

B) FORMAȚIUNILE ERUPTIVE

Rocile eruptive din regiunea Ruschița fac parte din seria erupțiunilor din Cretacicul superior, care s-au intrus în faza laramică de-a lungul unor fracturi în lungul cărora s-a produs scufundarea bazinului Rusca Montană. Întrucît studiul petrografic al acestor roci a fost făcut în anii precedenți de unul din noi (L. PAVELESCU, R. DIMITRESCU 1954; L. PAVELESCU 1958) în lucrarea de față nu venim decît cu unele precizări care completează studiul amintit.

În regiunea cercetată, în aria de răspîndire a șisturilor cristaline, predomină faciesul efusiv și hipoabisic al seriei banatitice. În partea de sud a regiunii, în domeniul bazinului sedimentar Rusca Montană — Lunca Cernii, apare și faciesul abisic (granodiorite, diorite).

Rocile banatitice formează dykuri, filoane care străbat atît șisturile cristaline cît și sedimentarul cretacic și curgeri care alternează cu aglomerate vulcanice dezvoltate în bazinul sedimentar și care apar și ca petece izolate peste cristalin.

Corpurile eruptive filoniene s-au insinuat pe deranjamente tectonice disjunctive cu orientări diferite. Apar mai frecvent în jurul văii Ruschița între pîrîul Argintului—pîrîul Morii și în bazinul Văii Negrii. În unitatea mezometamorfică nu apar decît foarte rar cîteva mici filoane eruptive în apropierea limitei cu bazinul sedimentar (Vf. Păducelului, pîrîul Polonului, valea Ruschița, pîrîul Miclăușul Mic). De asemenea pe cursul superior al văii Ruschița și pînă în culmile din stînga și dreapta ei, corpurile eruptive sînt foarte rare (pîrîul Paltinului).

Cea mai mare parte a rocilor banatitice din regiune reprezintă termeni porfirici ai familiei granodioritelor, al dioritelor și cu totul rar ai familiei gabbrourilor; corespondentele de adîncime ale acestora apar doar în partea de sud a regiunii:

a) Dacitele se întîlnesc mai ales la sud de valea Ruschiței, în bazinul Văii Negrii și anume pe pîrîul Lupului și pîrîul Afinarilor, unde apar sub

[1]) Îndințările faciale între rocile carbonatice și șisturile învecinate au fost enunțate pentru regiunea Ruschița de AL. CODARCEA, L. PAVELESCU (1956) iar pentru regiunea Luncani de C. V. PAPIU (1956).

Institutul Geologic al României

forma unor mici corpuri orientate NW, paralel cu unul din principalele sisteme de falii. Cîteva corpuri mici cu aceeaşi orientare, aflorează şi pe Cracul Lung.

b) Andezitele sînt mai răspîndite decît primele şi alcătuiesc cea mai mare parte a corpurilor eruptive din apropierea Pîrîului cu Raci, de pe Valea Negrii, pîrîul Lupului, pîrîul Afinarilor, valea Miclăuşului, valea Ruschiţei, pîrîul Polomului etc. precum şi curgerile asociate cu aglomerate din Cumpăna Cireşului (cota 1013) — Ogaşul Rău.

La microscop dar nu şi cartografic, au putut fi separate andezite cu augit şi andezite cu hipersten; în unele secţiuni masa fundamentală este holocristalină, microdioritică (microdiorite porfirice).

Unele din aceste roci au suferit transformări hidrotermale mai mult sau mai puţin intense. Augitul este transformat parţial în clorit şi calcit, hiperstenul are aureole opacitice şi este cloritizat, plagioclazii sînt calcitizaţi, caolinizaţi, uneori epidotizaţi.

c) Pe Cracul Lung se cunoaşte o ivire de o rocă neagră cu fenocristale mari de amfibol. Roca a fost determinată ca fiind un camptonit cu kataphotri (L. PAVELESCU 1958). Direcţia acestui filon de camptonit este aproximativ NNW—SSE.

d) Granodioritele formează un corp mare intrusiv pe Pîrîul Lung şi obîrşia văii Cucii şi au fost întîlnite şi sub forma unui corp mai mic pe valea Varniţei şi pe muchia de la est de ea.

Dioritele au fost întîlnite într-un singur corp cu alungire nord-vestică, situat la est de Culmea Cireşului.

e) Lave şi piroclastite andezitice apar în partea de sud a regiunii. Pe marginea nordică a bazinului Rusca Montană — Lunca Cernii au o dezvoltare largă aglomeratele vulcanice asociate cu curgeri de lave andezitice. Pe hartă au fost trecute împreună aglomeratele şi curgerile de lave (la sud de culmea Păducelului unde vin în contact cu brecia cu elemente de cristalin prin intermediul falici direcţionale). Între valea Varniţei şi Ogaşul Rău, formează un petec larg ce stă atît peste cristalin cît şi peste sedimentarul cretacic superior. Acest petec este constituit predominant din curgeri de lave andezitice asociate cu aglomerate vulcanice ce au fost puse în evidenţă de P. ZIMMERMANN şi V. ZIMMERMANN [1]). Alte două petece mici de aglomerate apar pe muchia Şesul Morminţi.

În concluzie se poate spune că unitatea epimetamorfică este străbătută de numeroase corpuri eruptive mici, în cea mai mare parte de dacite şi andezite orientate mai ales NW, deci paralel cu unul din principalele sisteme de falii pe care s-a insinuat. Alte corpuri utilizează drept cale de acces faliile NE şi mai rar faliile direcţionale (Vf. Păducelului, valea Miclăuşului etc.). Majoritatea acestor roci reprezintă faciesul efusiv al seriei banatitelor. Rocile abisice ale seriei apar sub formă de corpuri mai mari în sedimentarul cretacic din partea de sud a regiunii noastre. În unitatea mezo-

[1]) P. ZIMMERMANN şi V. ZIMMERMANN. Prospecţiuni geologice pentru minereuri de fier şi sulfuri complexe în regiunea Ascuţita Mare—Vf. Boul—Ruschiţa. 1962. Arh. Com. Geol.

Institutul Geologic al României

metamorfică, corpurile eruptive sînt rare și se găsesc numai în apropierea limitei cu sedimentarul bazinului Rusca Montană—Lunca Cernii și paralel cu aceasta, utilizînd drept cale de acces faliile direcționale.

C) METAMORFISMUL DE CONTACT ȘI TRANSFORMĂRILE HIDROTERMALE PRODUSE DE INTRUZIUNILE BANATITICE

Metamorfismul de contact al rocilor banatitice din regiune se manifestă prin influența directă a corpului eruptiv — contact termic cu sau fără aport de substanță (cornecne și skarne) — cît și prin influența indirectă asupra rocilor, manifestată prin acțiunea soluțiilor de natură hidrotermală ce au însoțit punerea în loc a rocilor banatitice. Pe lîngă aceste fenomene de metamorfism exomorfic la contactul rocilor eruptive cu cele înconjurătoare se constată fenomene de metamorfism endomorfic în sînul banatitelor. Ansamblul acestor fenomene a fost enunțat de către unul din noi într-o lucrare anterioară (L. PAVELESCU, 1958) și nu a constituit obiectul cercetărilor noastre. În consecință le vom enunța numai în linii cu totul generale.

La contactul cu rocile sedimentare au avut loc transformări de diverse intensități ale acestora. Aceste fenomene se manifestă prin apariția biotitului, epidotului și chiar a diopsidului și a granaților. Pe valea Varnița și pe valea Cucii, în rocile sedimentare din apropierea banatitelor se constată prezența în rocile calcaroase și marnele cretacice a skarnelor cu granați, cu epidot, a skarnelor amfibolice etc.

La contactul calcarelor metamorfice cu banatitele s-au format skarne cu granați, skarne diopsidice, epidotice cît și predazzite și oficalcite (L. PAVELESCU 1958).

În rocile dolomitice cristaline se constată uneori la contactul cu intruziunile banatitice, fenomene de tremolitizare, serpentinizare și talcizare; ultimile două fiind formate prin influență hidrotermală (galeria nr. 2 I.S.E.M. din Pîrîul cu Raci Mare). În cadrul șisturilor cristaline din zonele de contact se observă fenomene de cornificare ce au dat naștere la corneene biotitice și corneene cu andaluzit (AL. CODARCEA, L. PAVELESCU 1956) și biotit (pe Pîrîul Cracul Lung),

În zonele dealul Boul — valea Lupului și Pîrîul cu Raci, șisturile cristaline au fost afectate la contactul cu rocile banatitice în mod mai complex, în cadrul lor întîlnindu-se minerale de neoformație de mai multe generații. Peste fenomenele de contact termic se suprapun adesea transformări hidrotermale ce au urmat punerii în loc a corpurilor banatitice din regiune.

Paragenezele și asociațiile mineralogice constatate în cadrul rocilor din aureola de contact a banatitelor, se înscriu în faciesul albit—epidot—cornecan și faciesul hornblendă—cornecan (TURNER, 1961).

În multe din șisturile cristaline studiate se observă numai o invadare a rocii cu epidot care formează cuiburi și filonașe. Fenomenul acesta se observă în special la rocile milonitice (cum sînt cele de pe valea Varnița), indicînd faptul că soluțiile hidrotermale au circulat în special pe zonele de minimă rezistență.

Institutul Geologic al României

Aceleaşi soluţii de natură hidrotermală au produs de asemeni transformări în rocile banatitice, manifestate prin epidotizarea plagioclazilor şi saussuritizarea lor (zoizit şi albit). De asemeni, se constată caolinizarea şi sericitizarea frecventă a acestora. Amfibolii, de regulă, sînt cloritizaţi şi mai rar epidotizaţi. De asemeni, se întîlneşte fenomenul de bastitizare şi uralitizare a piroxenilor. În galeria nr. 2 din Pîrîul cu Raci, se constată prezenţa zeoliţilor pe fisuri şi uneori zeolitizarea parţială a feldspaţilor.

Tot de această fază de activitate hidrotermală a magmatismului banatitic din regiune trebuie legate mineralizaţiile de sulfuri complexe de la Ruschiţa [1]) şi cele localizate în skarnele de pe valea Varniţa, precum şi impregnaţiile răzleţe de sulfuri (blendă, galenă, calcopirită, pirită, pirotină) care apar în diverse puncte apropiate de unele corpuri banatitice din zona Cumpăna Cireşului — dealul Boul — valea Varniţa (L. PAVELESCU 1958).

D) FORMAŢIUNILE SEDIMENTARE

Majoritatea depozitelor sedimentare apar în partea de S a regiunii constituind zona de nord a bazinului sedimentar Rusca Montană — Lunca Cernii.

Ele au fost cercetate printre alţii de către ST. CANTUNIARI (1931, 1937), G. CERNEA [2]), A. MAMULEA [3]), iar în ultimii ani de către AL. DINCĂ [4]).

AL. DINCĂ atribuie depozitele sedimentare din partea de N a bazinului Jurasicului superior, Cenomanian-Turonian-Senonianului şi Danianului.

În zona cercetată, depozitele jurasic-superioare, reprezentate prin calcare (uneori brecioase) de culoare în general albă, apar pe afluenţii sudici ai văii Miclăuşului, la N de falia direcţională Lunca Cernii — Ruschiţa — W Valea Negrii.

Depozitele aparţinînd Cenomanianului, Turonianului şi Senonianului, sînt reprezentate, după acest cercetător, prin gresii, marne şi marne calcaroase. Ele apar la S de linia Lunca Cernii — Ruschiţa — W Valea Negrii, începînd de la confluenţa văii Miclăuşului cu valea Ruschiţa spre vest. În aceste formaţiuni fiind intruse numeroase corpuri banatitice, se dezvoltă fenomenele de contact amintite.

În cadrul Danianului, AL. DINCĂ deosebeşte un orizont bazal conglomeratic şi un orizont superior cu tufuri şi aglomerate vulcanice.

În zona limitei bazinului sedimentar cu formaţiunile cristaline (la S de pîrîul Miclăuşului; la E şi W de Valea Negrii) s-a pus în evidenţă o brecie sedimentară, cu caracter poligen, alcătuită cu precădere din ele-

[1]) Vezi nota 1, pag. 117.
[2]) Vezi nota 1, pag. 119.
[3]) Vezi nota 2, pag. 119.
[4]) Vezi nota 3, pag. 119.

Institutul Geologic al României

mente colțuroase sau uneori rotunjite, de șisturi cristaline, ce ating uneori dimensiuni considerabile. În 1965 această brecie a fost pusă în evidență în partea de W a regiunii de D. GIUȘCĂ, M. BILOIU, D. RĂDULESCU, V. STIOPOL, R. DIMITRESCU. Notăm că în zona unde această brecie transgredează peste calcarele jurasic-superioare, în zona văii Miclăușului, elementele constitutive ale breciei sînt alcătuite predominant din aceste calcare. În unele zone prin dezagregarea superficială a acestei brecii sedimentare, elementele de șisturi cristaline pot duce la erori cartografice, prin interpretarea acestora ca reprezentînd formațiuni cristaline. Din observațiile făcute, rezultă că această breccie sedimentară este dispusă transgresiv atît peste cristalin și Jurasicul superior, cît și peste depozitele atribuite de AL. DINCĂ Senonianului. Acest lucru este evident în versantul drept al văii Ruschița (în aval de confluența cu pîrîul Caprii), unde se observă plăci de dimensiuni mari de șisturi cristaline dispuse peste Senonian, contact considerat tectonic de către AL. DINCĂ [1]). Orizontul breciei sedimentare menționat trebue considerat în consecință, ca un facies lateral de țărm al orizontului bazal conglomeratic, atribuit danianului inferior de către AL. DINCĂ [1]). La o concluzie similară a ajuns și acest autor, privind zona de la W de regiunea cercetată de noi [2]). Formarea breciei sedimentare trebuie legată de ridicarea țărmului cristalin din nord în cursul Danianului inferior, fază ce premerge activității vulcanice extrusive a magmatismului banatitic. Brecia sedimentară danian-inferioară apare uneori la nord de linia Lunca Cernii — Ruschița — W Valea Negrii (la sud de valea Miclăușului). iar alteori la sud de această falie (valea Varnița, Valea Negrii, valea Ruschița).

Peste orizontul bazal al Danianului, AL. DINCĂ separă un orizont de tufuri și aglomerate, răspîndit la est de valea Ruschița și la sud de vîrful Boul. În cadrul acestei părți a Danianului trebuie incluse și curgerile de lave asociate cu aglomerate [3]) ce apar în bazinul superior al văilor Pîrîul Rău și pîrîul Merizanca. Intercalarea produselor extrusive ale vulcanismului banatitic în cuprinsul formațiunilor daniene permite situarea acestei importante faze vulcanice în Danian.

TECTONICA REGIUNII

Regiunea Ruschița are o poziție geografică relativ centrală în cadrul Poienii Rusce. În cuprinsul zonei Ruschița se întîlnesc cele trei unități importante ale masivului : unitatea epimetamorfică, cea mezometamorfică, iar în sud bazinul sedimentar Rusca-Montană — Lunca Cernii.

În Poiana Ruscă cele două unități cristaline menționate iau contact anormal de-a lungul unei importante falii direcționale inverse (însoțită de

[1]) Vezi nota 3, pag. 119.

[2]) AL. DINCĂ. Prospecțiuni pentru cărbuni, în bazinul Rusca Montană (sectorul Varnița — Oțelul Roșu). Raport geologic. 1961 Arh. Com. Geol.

[3]) Aglomeratele de aici au fost puse în evidență de către P. ZIMMERMANN și V. ZIMMERMANN (vezi nota pag. 136).

Institutul Geologic al României

milonite şi blastomilonite)[1], şisturile mezometamorfice de la sud, încălecînd pe cele epimetamorfice de la nord[2]). Această linie tectonică a putut fi urmărită în jumătatea estică a masivului Poiana Ruscă, de la Teliuc pînă la W de Vadul Dobrii, unde este puternic decroşată spre SW de falia cherghеş—Ruschiţa ajungînd deci să fie aruncată sub depozitele sedimentare ale bazinului Rusca Montană — Lunca Cernii. Astfel în zona Ruschiţa, situată la SW de Vadul Dobrii, contactul dintre unitatea mezometamorfică şi cea epimetamorfică se face de-a lungul faliei Cherghеş Ruschiţa (orientată NW — SW).

În ce priveşte relaţiile dintre formaţiunile cristaline în ansamblu şi cele sedimentare de la sud, se poate constata că limita nordică a bazinului sedimentar (Jurasic superior — Cretacic superior) Rusca Montană — Lunca Cernii coincide în general cu o falie direcţională, cu înclinare nordică (60° — 75°), de-a lungul căreia cristalinul din nord încalecă sedimentarul din sud. Trebuie să menţionăm că în unele porţiuni se găsesc formaţiuni sedimentare şi la nord de această linie direcţională, situaţie întîlnită la S de valea Miclăuşului şi în partea de W a regiunii (la E şi W de Valea Negrii). Această linie tectonică a fost cartată de către L. PAVELESCU (1954) la W de regiunea Ruschiţa, în zona de la Lunca Cernii, iar în zona valea Lupului, valea Negrii de către D. GIUŞCĂ, M. BILOIU, D. RĂDULESCU, V. STIOPOL şi R. DIMITRESCU (1956). În urma celor arătate se poate afirma că la N de majoritatea depozitelor sedimentare ale bazinului Rusca Montană — Lunca Cernii se situiază o falie direcţională importantă (înclinată spre N), de vîrstă probabil laramică, de-a lungul căreia şisturile cristalofiliene încalecă pe cele sedimentare de la sud, contact tectonic care depăşeşte atît spre E cît şi spre W limitele zonei cercetate. Întrucît această situaţie este similară cu cea cunoscută în Banat (la W de zona Reşiţa—Moldova Nouă), trebuie considerat că linia tectonică de la nordul bazinului Rusca Montană — Lunca Cernii (linia Lunca Cernii — Ruschiţa W Valea Negrii) reprezintă continuarea spre NE a liniei Reşiţa — Moldova Nouă.

În linia direcţională Lunca Cernii — Ruschiţa orientată E — W, se opresc structurile plicative dispuse NNE — SSW, puse în evidenţă în bazinul Rusca Montană — Lunca Cernii de AL. DINCĂ[3]).

Din cele expuse mai sus, rezultă că în zona Ruschiţa, între cele trei unităţi prezente aici, sînt relaţii tectonice de-a lungul unor falii cu caracter regional.

În decursul cercetărilor noastre am urmărit îndeosebi structura tectonică a şisturilor cristaline, în strînsă corelaţie cu descifrarea stratigrafiei acestora. Tectonica depozitelor sedimentare aparţinînd bazinului

[1]) Vezi nota 1, pag. 118.

[2]) În Poiana Ruscă, poziţia anormală a şisturilor mezometamorfice faţă de cele epimetamorfice a fost semnalată pentru prima dată de către AL. CODARCEA şi L. PAVELESCU (17).

[3]) Vezi nota 3, pag. 119 şi nota 2, pag. 139.

Institutul Geologic al României

Rusca Montană — Lunca Cernii, a fost studiată în detaliu de către AL. DINCĂ [1]).

În vederea deslușirii problemelor de ordin tectonic legate de cristalinul din regiune, pe teren s-au urmărit o serie de elemente microstructurale [2]) cum sînt : șistozitatea de stratificație, șistozitatea de clivaj, flancuri normale și inverse, liniații și microcute, elemente care corelate concomitent și judicios cu cele de ordin stratigrafic și metamorfic, au permis obținerea unei imagini structurale și stratigrafice de ansamblu asupra șisturilor cristaline din regiune.

Tectonica unității mezometamorfice

Unitatea mezometamorfică separată de cea epimetamorfică prin falia Gherghеș — Ruschița se dezvoltă în partea de E a regiunii.

Șistozitățile măsurate în cadrul acestui compartiment coincid de multe ori (sau aproape coincid) cu stratificația inițială a rocilor, fapt verificat de rocile rubanate (calcare, dolomite) sau de limitele petrografice nete (șisturi — cuarțite ; șisturi — carbonatite, etc.).

Unitatea mezometamorfică constituie o stivă de sedimente metamorfozate ce formează un monoclin cu direcția generală E — W și cu căderi sudice (în medie 50° — 70°). Părțile inferioare mai intens metamorfozate din nord, suportă pe cele mai slab metamorfice din sud.

Elementele lineare măsurate (microcute, liniații) indica afundarea structurii generale spre W.

Urmărirea limitelor dintre complexele stratigrafice și a orizonturilor, precum și a nivelelor caracteristice (șisturi actinolitice, calcare, dolomite ș. a.), a arătat că în cadrul compartimentului ocupat în regiunea noastră de unitatea mezometamorfică, faliile nu sînt numeroase și au o importanță minoră (falia ce traversează Pîrîul cu Rugi și pîrîul Chicioara ; falia de pe pîrîul Lătoroasa) ; ele sînt orientate NE — SW.

Petecul de sedimente cretacice din bazinul văii Lătoroasa este prins în formațiunile cristaline datorită unei falii direcționale, marcată în cristalin printr-o zonă de milonite.

Tectonica unității epimetamorfice

Unitatea epimetamorfică, care se dezvoltă la W de falia Gherghеș — Ruschița, are o tectonică mai complicată decît cea a unității mezometamorfice, datorită atît structurilor plicative cît și numeroaselor falii care o compartimentează puternic (vezi schița tectonică anexată).

Remarcăm de la început, că și în această unitate majoritatea șistozităților măsurate coincid (sau aproape coincid) cu stratificația primară a rocilor.

[1]) Vezi nota 3, p. 119 și nota 2, p. 139.

[2]) Analoage și paralelizabile genetic cu cele puse în evidență în zona centrală a masivului Poiana Ruscă de către I. BERCIA, E. BERCIA (1960) și C. CHIVU (vezi nota 1, pag. 118).

Institutul Geologic al României

În regiunea Ruschiţa, şisturile unităţii epimetamorfice aparţin zonei centrale a masivului Poiana Ruscă [1]), care se întinde continuu de la Teliuc pînă dincolo de Vadul Dobrii, de unde este decroşată spre SW, de falia Ghergheş — Ruschiţa, constituind astfel majoritatea zonei cercetate.

Din punct de vedere al ansamblului structural general, zona centrală a masivului Poiana Ruscă aparţine flancului sudic al anticlinoriului Arănieş — Poieni [2]) (DIMITRESCU 1955), structura plicativă majoră a unităţii epimetamorfice din Poiana Ruscă. Ca o consecinţă a acestui fapt, structura şisturilor unităţii epimetamorfice din zona Ruschiţa are un caracter vizibil ascendent spre N, fiind constituit în general dintr-un anticlinal urmat la nord de un sinclinal, ce alcătuiesc împreună o importantă cută-scaun.

Stilul structural cunoscut în zona centrală, între Teliuc şi Vadul Dobrii, caracterizat printre altele prin cute în general drepte şi relativ largi (I. BERCIA, E. BERCIA, 1959; O. MAIER, G. MUREŞAN, M. MUREŞAN, 1959) [3]) se păstrează şi în regiunea Ruschiţa, rareori întîlnindu-se cute slab aplecate (cu flancuri deversate), cum este cazul sinclinalului calcarelor marmoreene de Ruschiţa, care local (în cariera de marmoră) este strîns şi slab aplecat spre sud.

În zona cercetată, pe flancurile celor două cute amintite, se grefează o serie de structuri plicative minore atît ca amploare cît şi ca extindere pe direcţie.

Cutele din regiune s-au format ca şi în zona centrală a masivului (I. BERCIA, E. BERCIA, 1959) [4]), prin cutare flexurală cu alunecare concentrică.

Elementele lineare (liniaţii, microcute) arată că structurile din regiune au direcţia generală E — W cu afundări axiale generale vestice (în medie cu 15° — 30°). Local, pe valea Ruschiţa (în zona confluenţei cu valea Morii) s-au întîlnit elemente lineare (mai ales microcute) orientate E — W, cu afundări vestice mari şi foarte mari (uneori peste 50°) denotînd existenţa, în aceste porţiuni, a unei tectonici B „abrupte".

Axele celor două structuri plicative majore din regiune, sînt decroşate de numeroase falii, putînd totuşi fi urmărite din partea de NE a regiunii pînă la extremitatea vestică a acesteia.

Astfel, cuta anticlinală principală a fost urmărită din partea superioară a văii Morii, de unde este aruncată în partea inferioară a aceleiaşi văi şi apoi la sud de confluenţa Pîrîului cu Raci cu valea Ruschiţa. De aici axul acestei cute se poate urmări prin dealul Boul, pînă în pîrîul Lupului, la W de care se regăseşte apoi la W de pîrîul Afinarul Mare, de unde traversează pîrîul Afinarul Mic, depăşind apoi limita occidentală a zonei cercetate.

---

[1]) Zona centrală a masivului Poiana Ruscă cuprinde fişia de şisturi epimetamorfice limitată la nord de dolomitele de Hunedoara şi Luncani, iar la sud de şisturile unităţii mezometamorfice. În zona centrală se înscriu principalele zăcăminte de fier sedimentare metamorfozate, cunoscute în Poiana Ruscă.

[2]) Vezi notele 1, 2, pag. 118 şi notele 1, 3, pag. 120.

[3]) Nota 1, pag. 118.

[4]) Vezi nota 1, pag. 118.

Institutul Geologic al României

Axul cutei sinclinale, situată mai la nord de cea anticlinală menționată s-a urmărit din valea Bordului, prin pîrîul Țipțăr și pîrîul Vulturi Mic pînă în pîrîul Vulturilor, de unde este puternic decroșat spre S, regăsindu-se în valea Morii sub forma unui mic sinclinoriu, care spre W se simplifică structural, trecînd din nou la o cută sinclinală, slab aplecată spre nord, fapt observabil în zona carierei de marmoră de la W de Pîrîul cu Raci. Întrucît mai la vest, versantul nordic al dealului Boul este lipsit practic de aflorimente, axul cutei sinclinale a putut fi cartat din nou abia din pîrîul Lupului spre vest, pînă în extremitatea vestică a regiunii.

În zonele axiale ale celor două cute descrise, apare de obicei (cu unele excepții) complexul șisturilor verzi (tufogene), reprezentat prin diferitele sale orizonturi în funcție de jocul faliilor ce intersectează structurile, de afundarea axială a cutelor precum și de relieful morfologic.

În afara acestor două structuri plicative principale, care străbat zona Ruschița de la un capăt la altul, mai menționăm importantul sinclinal (orientat de asemeni E—W) din bazinul superior al văii Ruschița (valea Padeș), în a cărei umplutură apar șisturile și rocile carbonatice (dolomite calcaroase și dolomite) ale complexului șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice superioare.

În zona de la S de Vf. Boul (între valea Varnița și pîrîul Cracul Lung), complexul șisturilor sericito-cloritoase cuarțitice superioare (reprezentat aici prin șisturi și carbonatite) constituie o mică cută-scaun, alcătuită dintr-un sinclinal, la S de care se dezvoltă o structură anticlinală.

În ceea ce privește tectonica disjunctivă a unității epimetamorfice din regiunea Ruschița, se poate face de la început remarca, că aceasta este afectată de numeroase falii oblice (și mai puțin transversale) precum și direcționale față de structura, care contribuie la compartimentarea puternică a acestei unități, dîndu-i astfel un aspect diferit, mult mai frămîntat, în comparație cu cel prezentat de unitatea mezometamorfică.

După poziția lor față de direcția generală a structurilor plicative, faliile din unitatea epimetamorfică pot fi oblice și direcționale.

Dislocațiile oblice cele mai frecvente în regiune se repartizează la două sisteme orientate NE—SW și NW—SE. Prin conjugarea acestora împreună cu liniile direcționale în acest sector, au rezultat mai multe compartimente tectonice mai importante, după cum urmează (vezi schița tectonică): compartimentul Poiana Crivina — pîrîul Vulturilor; compartimentul valea Morii — Pîrîul cu Raci — vîrful Boul — Valea Negrii; compartimentul valea Padeș (partea superioară a văii Ruschița) și compartimentul valea Varnița — Cracul Lung.

Compartimentul Poiana Crivina — pîrîul Vulturilor este mărginit la SE de falia Gherghes — Ruschița, iar la W de o importantă falie orientată NW—SE. El este alcătuit din rocile nivelului terigen (din cadrul complexului șisturilor verzi) ce alcătuiește aici un anticlinal urmat la nord de un sinclinal (cute descrise mai sus). Remarcăm în cadrul acestui compartiment prezența cîtorva falii orientate NNW—SSE, de importanță mai mică.

Institutul Geologic al României

Compartimentul valea Morii—Pîrîul cu Raci—Vf. Boul—Valea Negrii se dezvoltă la NW de falia Cherghеş—Ruschiţa şi de falia de la SW de Vf. Boul. Spre E, se învecinează cu compartimentul descris, la NW şi N, cu compartimentul văii Padeş, de care este separat printr-o importantă falie (orientată NE—SW) şi de o falie direcţională E—W. Spre SW formaţiunile cristaline ale acestui sector tectonic iau contact anormal cu depozitele bazinului sedimentar Rusca Montană — Lunca Cernii, pe care le încalecă de-a lungul liniei direcţionale Lunca Cernii—Ruschiţa — W Valea Negrii. Compartimentul de care ne ocupăm, este brăzdat de numeroase falii, orientate în special NW—SE (pe care adesea s-au intrus roci banatitice), care-l împart într-o serie de blocuri mai mici. Înspre partea de W a compartimentului, remarcăm continuarea faliei orientată NE—SW, ce trece pe la W de Vf. Moşiuţa, pe la NW de Vf. Boul, ajungînd în Valea Negrii. La nord de valea Ruschiţa şi în partea mijlocie a pîrului cu Raci, trece o importantă falie direcţională, de-a lungul căreia partea nordică este puternic coborîtă. În compartimentul tectonic valea Morii — Pîrîul cu Raci — Vf. Boul — Valea Negrii se continuă cele două structuri importante plicative (respectiv cuta-scaun) din compartimentul Poiana Crivina — pîrîul Vulturilor. În aceste cute sînt prinse în general rocile complexului şisturilor verzi şi părţile inferioare ale complexului şisturilor sericito-cloritoase superioare.

Compartimentul văii Padeş (partea superioară a văii Ruschiţa), care se învecinează tectonic (după cum s-a arătat) cu partea de NW şi N a compartimentului văii Morii — Pîrîul cu Raci — Vf. Boul — Valea Negrii, este constituit dintr-o cută sinclinală alcătuită din rocile complexului şisturilor sericito-cloritoase superioare. El apare ca un bloc puternic coborît în comparaţie cu compartimentele tectonice analizate.

Compartimentul valea Varniţa — Cracul Lung este prins între falia direcţională de la nordul bazinului Rusca Montană — Lunca Cernii şi fractura orientată NE—SW, ce trece prin versantul sudic al dealului Boul. În mod analog, compartimentului precedent descris şi aici este prezent complexul şisturilor sericito-cloritoase superioare, care alcătuieşte o mică cută-scaun, ascendentă spre nord.

Din examinarea hărţii tectonice generale a regiunii Ruschiţa, rezultă că principalele sisteme de falii sînt cele dispuse oblic faţă de structură, orientate fie NW—SE, fie NE—SW, constituind două sisteme importante de fracturi, cunoscute şi în zona centrală a masivului Poiana Ruscă (O. MAIER, G. MUREŞAN, M. MUREŞAN 1959) [1]. În afara acestor sisteme de falii oblice menţionăm faliile direcţionale, adesea cu importanţă mare, prezente în regiunea Ruschiţa. Relaţiile de vîrstă dintre aceste fracturi (oblice şi direcţionale) din zona cercetată, indică prezenţa a cel puţin cinci vîrste relative de formare pentru faliile din regiune (reprezentate prin culori diferite în harta tectonică anexată). Acest lucru reflectă deosebit de pregnant jocurile şi reluările în timpuri diferite, a diverselor compartimente din zona formării bazinului sedimentar Rusca Montană — Lunca Cernii.

[1]) Vezi nota 1, pag. 118.

Institutul Geologic al României

Cea mai veche dislocație, afectată de către celelalte ulterioare este linia direcțională ce traversează zonele superioare ale văilor pîraielor Afinari Mic, Afinari Mare și Lupului, la vest de care este decroșată spre NE, reapărînd la nord de valea Ruschița și în partea mijlocie a Pîrîului cu Raci.

Faliile aparținînd celei de a doua generație de fracturi, se înscriu în cadrul sistemului NW—SE și apar între poiana Crivina și valea Ruschița. Dintre ele remarcăm, ca importantă, falia dintre pîrîul Peșterii și pîrîul Vulturilor. Aceste falii sînt intersectate de cele ale sistemului NE—SW, care în general decroșează spre SW compartimentul nord-vestic al fiecăreia. Cea mai importantă dintre acestea și de altfel din întreaga regiune, este falia Cherghеș — Ruschița, ce trece paralel cu valea Morii, oprindu-se în linia direcțională a bazinului Rusca Montană — Lunca Cernii. Dislocația Cerghеș — Ruschița pune în contact unitatea mezometamorfică din est cu cea epimetamorfică din vestul zonei cercetate. Această falie, pusă în evidență pentru prima dată în partea nord-estică a Poienii Rusce[1]), traversează întreg masivul, ajungînd în zona Ruschița.

Linia direcțională Lunca Cernii — Ruschița — W Valea Negrii, întrerupe faliile nord-estice amintite. Împreună cu falia direcțională din bazinul văii Lătoroasa, această dislocație se înscrie în rîndul fracturilor direcționale de vîrstă probabil laramică din zona bazinului sedimentar Rusca Montană — Lunca Cernii.

În sfîrșit, cele mai noi falii apar în jumătatea vestică a regiunii și sînt orientate NW—SE. Ele deplasează linia direcțională din nordul bazinului. Pe aceste fracturi s-au insistat cele mai multe din corpurile filoniene banatitice din regiunea Ruschița.

CONCLUZII ASUPRA EVOLUȚIEI GEOLOGICE GENERALE A REGIUNII

Formațiunile cristalofiliene, ce alcătuiesc majoritatea regiunii Ruschița, se repartizează la cele două unități cristaline ale masivului Poiana Ruscă.

În stadiul actual al cercetărilor nu se poate stabili corespondența stratigrafică între două unități. Se poate afirma însă, că șisturile ambelor unități au suferit aceleași metamorfism regional. Ambele unități tectonice cuprind formațiuni marine metamorfozate. Cele din unitatea mezometamorfică au un caracter predominant terigen, pe cînd formațiunile unității epimetamorfice au adesea intercalații de roci recifogene și de natură tufogenă. Materialul tufogen (predominant bazic) se poate lega de magmatismul inițial al geosinclinalului actualelor șisturi cristaline din regiune. Zăcămintele sedimentare metamorfozate de fier din regiune, sînt asociate nivelelor tufogene.

În timpul metamorfismului regional, rocile unității mezometamorfice, s-au metamorfozat în condițiile faciesului amfibolitic și ale facie-

[1]) Vezi nota 1, pag. 120.

Institutul Geologic al României

sului de şisturi verzi. În rocile unităţii epimetamorfice apar numai paragenezele caracteristice faciesului de şisturi verzi.

Tot în acest timp a avut loc formarea structurilor plicative menţionate, prin cutare flexurală cu alunecare concentrică, situaţie similară cu cea din zona Teliuc — Vadul Dobrii (I. BERCIA, E. BERCIA, 1959)[1]).

Probabil că unele din faliile oblice şi direcţionale din regiune s-au schiţat încă din această perioadă. În timpul mişcărilor tectonice ulterioare, în cuprinsul cristalinului, au luat naştere o serie de falii şi au rejucat altele deja existente, ajungîndu-se la situaţia actuală. Printre cele mai noi falii din regiune (probabil de vîrstă laramică) se înscriu linia direcţională de la nordul bazinului Rusca Montană — Lunca Cernii şi o parte din faliile orientate NW—SE pe care s-au insinuat multe din corpurile banatitice.

Magmatismul banatitic s-a manifestat în Danian, dînd naştere numeroaselor intruziuni filoniene din zona cercetată (alcătuite din roci abisice şi mai ales hipoabisice — andezite) precum şi la curgeri de lave, aglomerate şi tufuri. De acest magmatism se leagă transformările rocilor din apropierea banatitelor precum şi zăcămintele hidrotermale de sulfuri cunoscute în regiune.

Depozitele sedimentare aparţin la trei cicluri (descrise detailat de către A. DINCĂ), respectiv Jurasicului superior, Cenomanian-Turonian-Senonianului şi Danianului.

Primit: *ianuarie 1964.*

BIBLIOGRAFIE

BÂRBAT T. (1952). Încercări de prospectare magnetică a zăcămintelor de siderit de la Ruschiţa — Rusca. *D. S Inst. Geol. Rom.* vol. XXXV, Bucureşti.

BERCIA I., BERCIA ELVIRA (1964). Cercetări microtectonice în regiunea Ghelar — Teliuc (Munţii Poiana Ruscă). *D. S. Com. Geol.* vol. XLIX/1. Bucureşti.

CANTUNIARI ST. (1931). Studii asupra regiunii cu cărbuni de la Rusca Montană (jud. Severin). Id., vol. XVIII (1929—1930) Bucureşti.

CANTUNIARI ST. (1937). Etudes géologiques dans les Monts Poiana Ruscă. I. Bassin de Rusca. Région de Rusca Montană. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Tome XXI (1932—1933). Bucureşti.

CANTUNIARI ST. (1940). Monografia geologică-tehnică a carierei Ruschiţa (jud. Severin) (La carrière de marbre statuaire de Ruschiţa/Roumanie). A.I.T.I.M. Cong. IV, Bucureşti.

CANTUNIARI ST. (1941). Etudes géologiques dans les Monts Poiana Ruscă. II. Bassin de Rusca. Région de Ruschiţa (dép. de Severin). III. Versant S de la crête Poiana Lungă — Măgura. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Tome XXVI (1937—1938). Bucureşti.

CODARCEA AL., PAVELESCU L. (1956). Cercetări geologice în regiunea Ruschiţa. *D. S. Com. Geol.* vol. XXXVIII. Bucureşti.

[1]) Vezi nota 1, pag. 118.

Institutul Geologic al României

DIMITRESCU R. (1055). Asupra structurii geologice a părții nord-vestice a Munților Poiana Ruscă. *Lucr. Inst. Petrol-Gaze*, Stud. 1, București.

GIUSCĂ D., BILOIU M., RĂDULESCU D., STIOPOL V., DIMITRESCU R. (1956). Studiul petrografic al masivului Poiana Ruscă de Sud-Vest. *D. S. Com. Geol.* vol. XL. (1952—1963) București.

HOTZ WALTER. (1909). Die Magnetiterzlagerstätten von Vaspatak im Komitat Hunyad, Ungarn. *Mitt. d. geol. Gesellsch.* Wien.

LÓCZY L. (1882). Geologische Ubersichtskarte des W. Teiles der Umgebung der W. Teiles der Umgebung der Poiana Ruzka Gebirges. Tafel XXVIII aus *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anstalt*, Bd. VIII. Budapest.

MAIER O., MURESAN GEORGETA, MURESAN M. (1964). Structura geologică a regiunii Teliuc — Ghelar (zona centrală a masivului Poiana Ruscăi). *D. S. Com. Geol.* vol. XLIX/1, București.

NÓPCSA FR. (1905). Zu Geologie der Gegend, zwischen Gyulafehlésvar, Déva, Ruskabanya und der rumänischen Landesgrenze. *Mitt. a. d. Jahrb. d. h. ung. geol. Anstalt*, Bd. XIV, Budapest.

PAPIU C. V. (1956). Cercetări geologice pe versantul de NW al masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.* vol. XL (1952—1953), București.

PAPP K. (1919). Die Eisenerz- und Kohlenvorräte des Ungarischen Reichse. Budapest.

PAVELESCU L., DIMITRESCU R. (1954). Contribuțiuni la studiul petrografic al andezitelor din bazinul Rusca Montană — Lunca Cernii, cu privire specială asupra plagioclazilor. *Acad. R.P.R., Bul. St. Secția Biologie* etc. T. VI, nr. 3, București.

PAVELESCU L. (1954). Studiul geologic și petrografic al părții mediane și de SE a Munților Poiana Ruscă. *An. Com. Geol.* vol. XXVII, București.

PAVELESCU L. (1958). Geologia și petrografia reg. Ruschița, *An. Com. Geol.* vol. XXXI, București.

SCHAFARZIK FR. (1907). Uber die geologischen Verhältnisse de SW-lichen Poiana Ruszka Gebirges im Komitate Krasso-Szörény. *Jahresb. der. k. ung. geol. A. f. 1905*, Budapest.

SCHAFARZIK FR. (1908). Die geologischen Verhältnisse der Umgenung von Ruzkabánya. *Jahresb. d. k. ung. geol. A. f. 1906*. Budapest.

F. J. TURNER (1961). Peresmotr metamorficeskih fații. Fiziko-himiceskie zadaci po obrazovaniu porod i rud. Tom I, *Izd. A. N. S.S.S.R.*, Moskva.

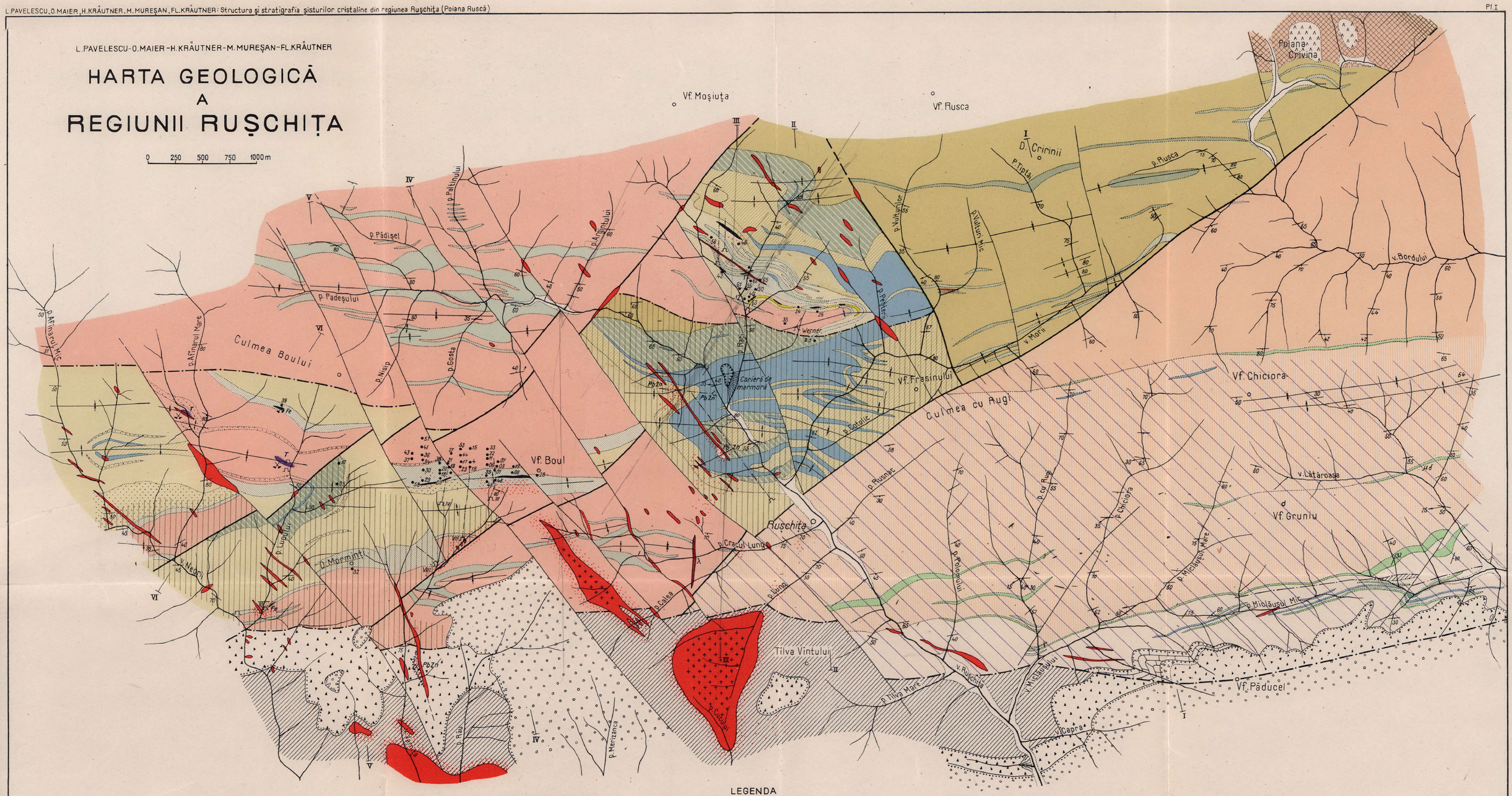
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

L. PAVELESCU - O. MAIER - H. KRÄUTNER - M. MUREŞAN - FL. KRÄUTNER

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII RUŞCHIŢA

0 250 500 750 1000 m



LEGENDA

FORMAŢIUNI CRISTALINE

UNITATEA EPIMETAMORFICĂ

COMPLEXUL ŞISTURILOR ŞERICITO-CLORITOASE, SUPERIOARE

- d. Dolomite, dolomite calcaroase, calcare
- c. Şisturi sericito-cloritoase cuarţoase, şisturi sericito-biotitice ± grafitoase
- b. Cuarţite
- a. Şisturi biotitice-cuarţitice cu almandin

A / B

COMPLEXUL ŞISTURILOR VERZI TUFOGENE

Orizontul tufogen superior

- g. Cuarţite albitice
- f. Zăcăminte de fier
- e. Dolomite
- d. Şisturi sericito-cloritoase
- c. Şisturi cloritoase, actinolitice cu albit ± biotit (şisturi verzi tufogene)
- b. Şisturi muscovito-biotitice ± almandin
- a. Amfibolite şi şisturi amfibolice

A / B

Oriz. tenigen intermediar

- c. Cuarţite
- b. Şisturi sericito-cloritoase
- a. Şisturi muscovitice-biotitice ± almandin

A / B

Orizontul tufogen inferior

- e. Calcare marmoreene
- d. Şisturi sericito-cloritoase
- c. Şisturi cloritoase tufogene cu intercalaţii de şisturi sericito-cloritoase
- b. Şisturi biotitice muscovitice ± almandin
- a. Amfibolite, şisturi amfibolice biotitice cu intercalaţii de şisturi biotitice ± almandin

A / B

Oriz. tenigen bazal

- d. Şisturi verzi tufogene şi amfibolite
- c. Dolomite şi dolomite calcaroase
- b. Şisturi sericito-cloritoase ± biotit, şisturi sericito-grafitoase ± biotit
- a. Şisturi muscovito cuarţitice cu biotit ± almandin

A / B

COMPLEXUL ŞISTURILOR GRAFITOASE

- Şisturi sericito-grafitoase ± biotit
- şisturi sericito-cloritoase, grafitoase

A

UNITATEA MESOMETAMORFICĂ

COMPLEXUL SUPERIOR

Orizontul superior

- d. Dolomite
- c. Şisturi sericito-cloritoase
- b. Calcare
- a. Şisturi tremolitice

A / B

Orizontul inferior

- c. Şisturi sericito-cloritoase ± biotitice ± granat
- b. Calcare
- a. Şisturi actinolitice-tremolitice şi metadiorite (μδ)

B / C

COMPLEXUL INFERIOR

- b. Micaşisturi biotitice cu granaţi, şisturi cuarţitice muscovito-biotitice
- a. Amfibolite

B / C

- Zonă de retromorfism
- Ploci metaeruptive: a. ultrabazite talcizate; b. metadiorite (μδ)

Faciesul şisturilor verzi:

- A. Subfaciesul cuarţ-albit-clorit-muscovit şi subfaciesul cuarţ-albit-clorit-biotit
- B. Subfaciesul cuarţ-albit-almandin
- C. Faciesul amfibolitelor cu almandin

FORMAŢIUNI SEDIMENTARE

CUATERNAR

- Aluviuni
- Depozite deluviale

- Danian-orizontul superior (aglomerate, lave andezitice şi roci sedimentare)
- Danian-orizontul bazal (breccie sedimentară cu elemente de cristalin-a; cu elemente de calcare J_3-b
- Cenomanian, turonian, senonian (gresii, marne, şi argile)
- Jurasic superior (calcare)

FORMAŢIUNI ERUPTIVE

BANATITE

- Lamprofire (camptonite)
- Porfire granodioritice, dioritice; dacite, andezite
- Granodiorite, diorite

- Corneene, scarne, zone de transformări hidrotermale

- Foliaţie
- Liniaţie
- Limită de transgresiune
- Ax de anticlinal
- Ax de sinclinal
- Falii direcţionale: a. principale; b. secundare
- Falii transversale şi oblice: a. principale; b. secundare
- Foraj (23 310)
- Galerie
- Lucrări miniere vechi: pentru fier (Fe); pentru sulfuri de plumb şi zinc (Pb, Zn); pentru talc (T)
- Carieră
- Haldă
- Linie de profil

Desenat Trandaş Cicica

Imprim. atel. Inst. Geol.

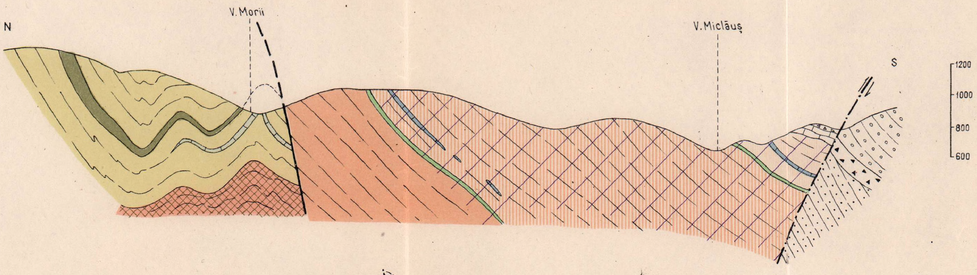
Institutul Geologic al României

L.PAVELESCU, O. MAIER, H. KRÄUTNER, M. MUREŞAN, FL. KRÄUTNER

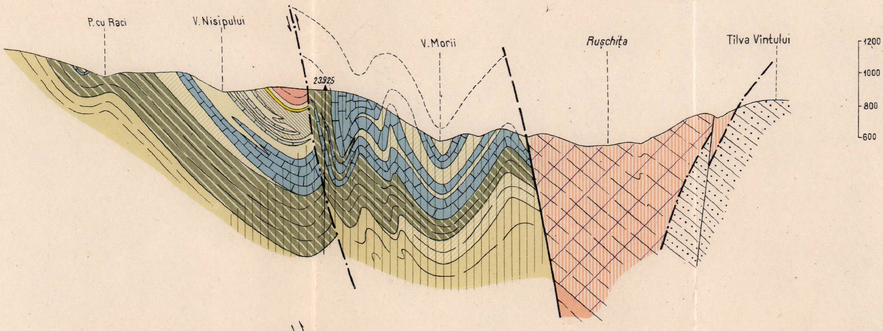
SECŢIUNI GEOLOGICE IN REGIUNEA RUŞCHIŢA

0 250 500 750 1000m

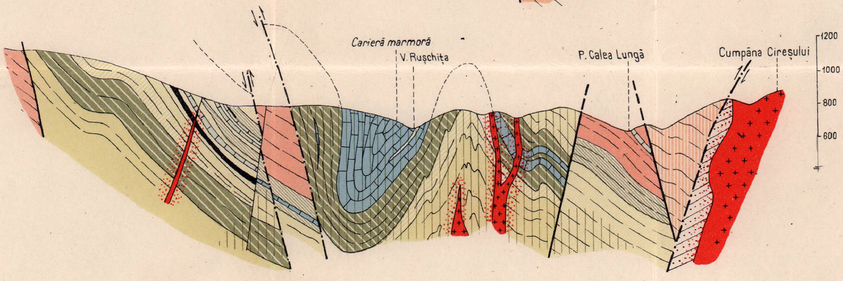
I



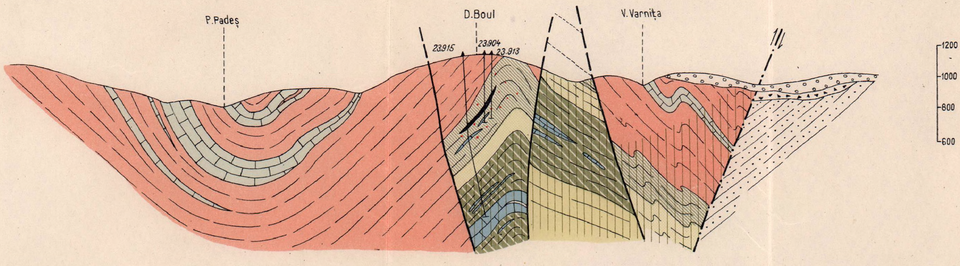
II



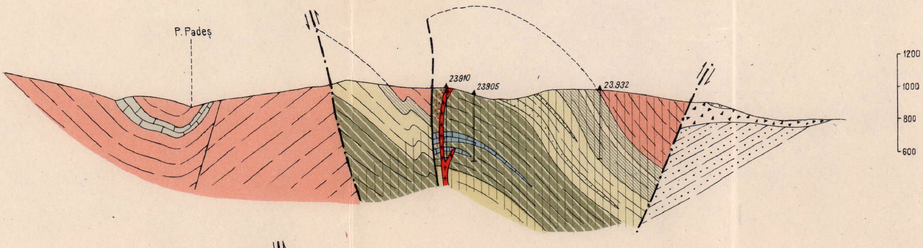
III



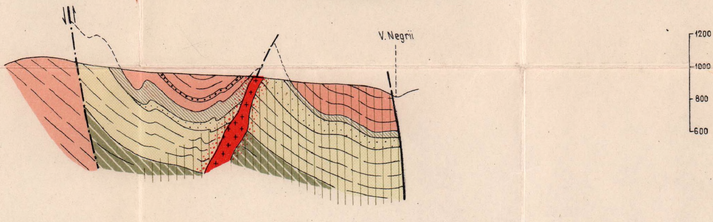
IV



V



VI



LEGENDA

FORMAŢIUNI CRISTALINE

UNITATEA EPIMETAMORFICĂ

COMPLEXUL ŞISTELOR SERICITO-CLOROITOASE SUP.

1 — d. Dolomite, dolomite calcaroase, calcare
c. Şisturi sericito-cloritoase cuarţoase, şisturi sericito-biotitice ± grafitoase
b. Cuarţite
a. Şisturi biotitice-cuarţitice cu almandin — A / B

COMPLEXUL ŞISTURILOR VERZI TUFOGENE

Orizontul tufogen sup.

2 — g. Cuarţite albitice
f. Zăcăminte de fier
e. Dolomite
d. Şisturi sericito-cloritoase
c. Şisturi cloritoase, actinolitice cu albit ± biotit (şisturi verzi tufogene)
b. Şisturi muscovito-biotitice ± almandin
a. Amfibolite, şi şisturi amfibolice — A / B

Orizontul intermediar tufogen

3 — c. Cuarţite
b. Şisturi sericito-cloritoase
a. Şisturi muscovitice-biotitice ± almandin — A / B

Orizontul tufogen inferior

4 — e. Calcare marmoreene
d. Şisturi sericito-cloritoase
c. Şisturi cloritoase tufogene cu intercalaţii de şisturi sericito-cloritoase
b. Şisturi biotitice muscovitice ± almandin
a. Amfibolite, şisturi amfibolice biotitice cu intercalaţii de şisturi biotitice ± almandin — A / B

Orizontul tufogen bazal

5 — d. Şisturi verzi tufogene şi amfibolite
c. Dolomite şi dolomite calcaroase
b. Şisturi sericito-cloritoase ± biotit
a. Şisturi sericito grafitoase ± biotit
a. Şisturi muscovito-cuarţitice cu biotit ± almandin — A / B

COMPLEXUL ŞISTURILOR GRAFITOASE

6 — Şisturi sericito-grafitoase ± biotit, şisturi sericito-cloritoase, grafitoase — A

UNITATEA MESOMETAMORFICĂ

COMPLEXUL SUPERIOR

Orizontul superior

7 — d. Dolomite
c. Şisturi sericito-cloritoase
b. Calcare
a. Şisturi tremolitice — A

Orizontul inferior

8 — c. Şisturi sericito-cloritoase ± biotit ± granat
b. Calcare
a. Şisturi actinolitice-tremolitice — B

COMPLEXUL INFERIOR

8 — Micaşisturi biotitice cu granaţi, şisturi cuarţitice muscovito-biotitice — C

10 — Zonă de retromorfism

A — Subfaciesul cuarţ-albit-clorit-muscovit şi subfaciesul cuarţ-albit-clorit-biotit
B — Subfaciesul cuarţ-albit-almandin
} Faciesul şisturilor verzi

C — Faciesul amfibolitelor cu almandin

FORMAŢIUNI SEDIMENTARE

11 — Danian-orizontul superior (aglomerate, lave andezitice şi roci sedimentare)
12 — Danian-orizontul inferior (brecie sedimentară cu elemente de cristalin-a ; cu elemente de calcare-b.)
13 — Cenomanian, turonian, senonian (gresii, marne şi argile)
14 — Jurasic superior (calcare)

FORMAŢIUNI ERUPTIVE

15 — Banatite (granodiorite, porfire granodioritice şi dioritice ; dacite şi andezite)
16 — Corneene, scarne, zone de transformări hidrotermale

17 — Falii direcţionale a. principale b. secundare
18 — Falii transversale şi oblice a. principale b. secundare

Desenat Trandaş Cicica
Imprim. atel. Inst. Geol.

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC: Vol. XXXIV/1

Institutul Geologic al României

L. PAVELESCU, O. MAIER, H. KRÄUTNER, M. MUREȘAN, FL. KRÄUTNER

SCHIȚA RĂSPÎNDIRII FACIESURILOR METAMORFISMULUI REGIONAL IN ZONA RUȘCHIȚA

LEGENDA

FORMAȚIUNI POSTMETAMORFICE

1. Cuaternar
2. Banatite
3. Aglomerate, lave andezitice și roci sedimentare (Danian)
4. Formațiunile sedimentare ale bazinului Rusca Montană - Lunca Cernii (Jurasic Sup. Danian)

FORMAȚIUNI METAMORFICE

UNITATEA EPIMETAMORFICĂ

5. Complexul șisturilor sericito-cloritoase superioare
6. Complexul șisturilor verzi (tufogene)
7. Complexul șisturilor grafitoase

UNITATEA MESOMETAMORFICĂ

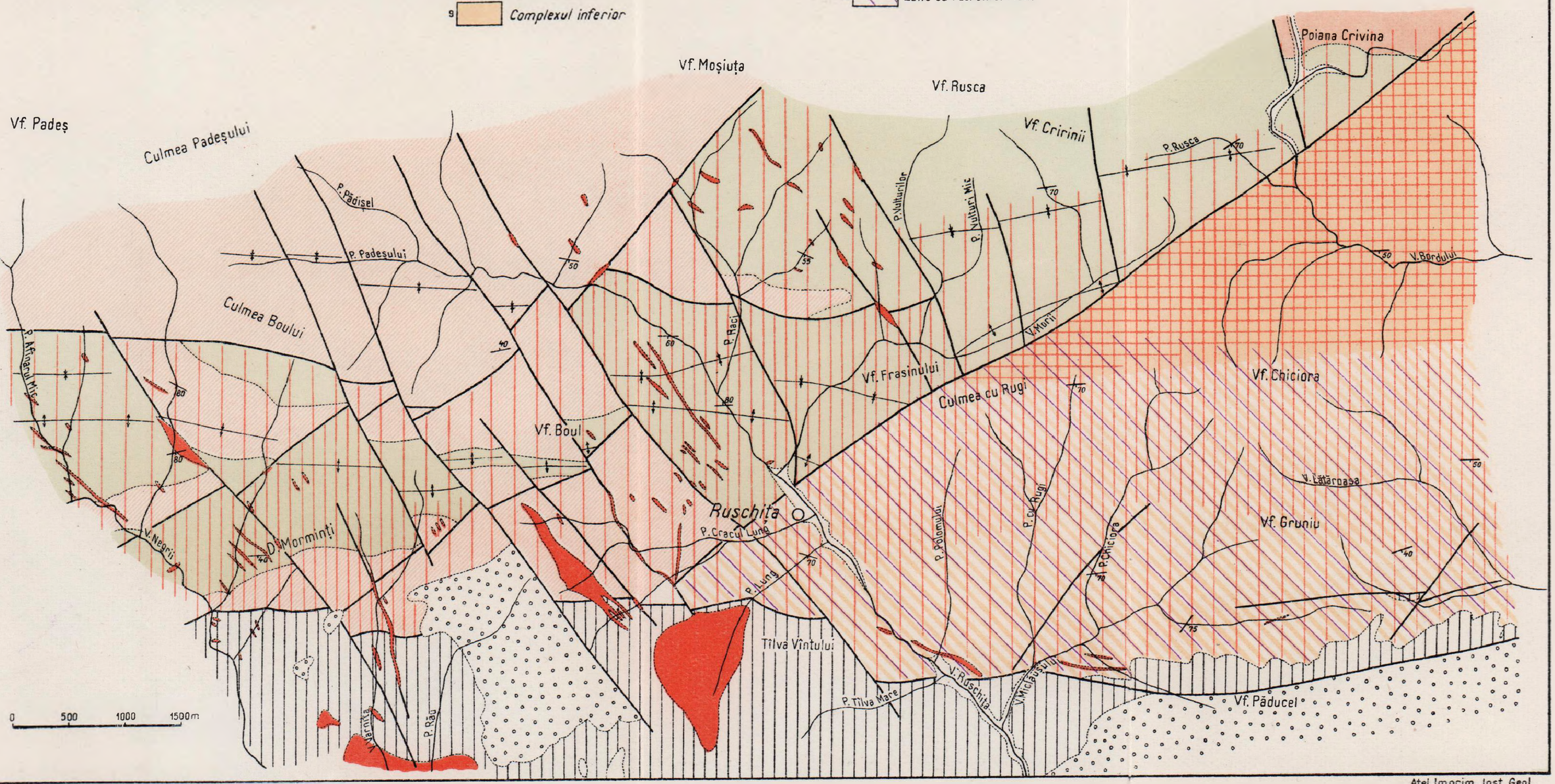
8. Complexul superior
9. Complexul inferior

ZONELE DE RĂSPÎNDIRE ALE FACIESURILOR METAMORFISMULUI REGIONAL

Faciesul șisturilor verzi:

10. Subfaciesul cuarț-albit-clorit
11. Subfaciesul cuarț-albit-biotit
12. Subfaciesul cuarț-albit-almandin cu tranziții locale la faciesul amfibolitelor
13. Faciesul amfibolitelor cu almandin
14. Zone cu retromorfism

15. Falii oblice și direcționale
16. Ax de anticlinal
17. Ax de sinclinal



Atel. Imprim. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

L. PAVELESCU, O. MAIER, H. KRÄUTNER, M. MUREȘAN, FL. KRÄUTNER

HARTA TECTONICĂ A REGIUNII RUȘCHIȚA

LEGENDA

1 Cuaternar

2 Banatite

FORMAȚIUNILE BAZINULUI RUSCA MONTANĂ-LUNCA CERNII

3 Danian — a. a) Orizontul superior; b. b) Orizontul inferior (brecie)

4 Senonian, Turonian, Cenomanian

5 Jurasic superior

FORMAȚIUNILE CRISTALINE

UNITATEA EPIMETAMORFICĂ

6 Complexul șisturilor sericito-cloritoase superioare

7 Complexul șisturilor verzi (tufogene)

8 Complexul șisturilor grafitoase

UNITATEA MESOMETAMORFICĂ

9 Complexul superior

10 Complexul inferior

11 Axe de cute secundare

12 Axe de cute principale

FALII

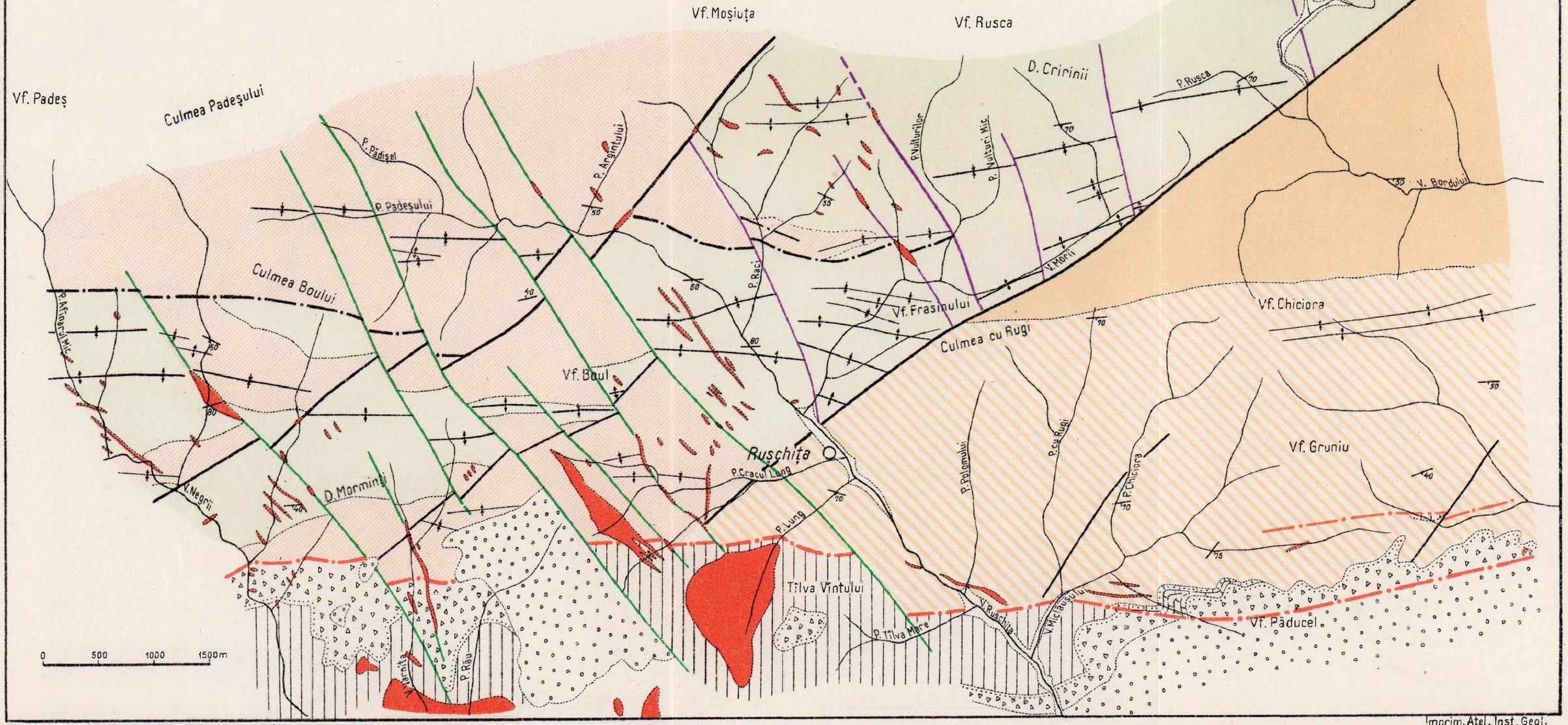
13 Falii oblice — Laramice

14 a. b. Falii direcționale { a. principale; b. secundare } — Laramice

15 a. b. Falii oblice { a. principale; b. secundare }

16 a. b. Falii transversale și oblice { a. principale; b. secundare } — Prelaramice

17 a. b. Falii direcționale { a. principale; b. secundare } — Prelaramice



ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC: Vol. XXXIV/I

Imprim. Atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

STRUKTUR UND PETROGRAPHIE DER KRISTALLINEN SCHIEFER AUS DER UMGEBUNG VON RUSCHIȚA (POIANA RUSCA)

VON

L. PAVELESCU, O. MAIER, H. KRÄUTNER, M. MUREȘAN, FL. KRÄUTNER

(Zusammenfassung)

Das Gebiet von Ruşchiţa bildet den mittleren Teil des Poiana Rusca-Gebirges. Es erstreckt sich vom nördlich gelegenen Padeş-Rusca Hauptkamm gegen Süden bis zur nördlichen Grenze des Rusca Montană-Lunca Cernii-Beckens.

Geologie und Petrographie

Die Umgebung von Ruschiţa ist vorwiegend aus kristallinen Schiefern gebildet. Im Süden stehen die sedimentären Formationen des Rusca Montana-Lunca Cernii-Kreidebeckens an. Kristallin und Sedimentär werden von banatitischen Eruptivgesteinen durchsetzt.

A) **Das Kristallin.** Die kristallinen Schiefer von Ruşchiţa gehören den beiden tektonischen Haupteinheiten des Poiana Rusca-Gebirges an. Sie wurden im Sinne der zwischen Teliuc und Vadul Dobrii (O. MAIER, H. KRÄUTNER, M. MUREȘAN, FL. KRÄUTNER, G. MUREȘAN, 1958-1959) durchgeführten Horizontierung des epimetamorphen Kristallins, in stratigraphische Komplexe gegliedert. Für die Schiefer der mesometamorphen Einheit wurde im begangenen Gebiet erstmalig eine solchartige Horizontierung unternommen.

Die kristallinen Schiefer wurden stratigraphisch folgendermassen gegliedert:

Mesometamorphe Einheit (a)

Unterer Komplex (a_1)
Oberer Komplex (a_2)

Unterer Horizont
Oberer Horizont

Institutul Geologic al României

Epimetamorphe Einheit (b)

Graphitschiefer-Komplex (b_1)

Tuffogener Grünschiefer-Komplex (b_2)

Terrigener Basalhorizont
Unterer tuffogener Horizont
Intermediärer terrigener Horizont
Oberer tuffogener Horizont

Oberer Chlorit-Serizitschiefer-Komplex (b_3)

1. *Mesometamorphe Einheit* (a)

Die mesometamorphe Einheit ist im süd-östlichen Teil der Gegend verbreitet und besteht aus zwei stratigraphischen Komplexen (Abb. 1).

Unterer Komplex (a_1). Der tiefstaufgeschlossene Teil der mesometamorphen Einheit nimmt deren nördlichen Teil ein und besteht aus Muskovit—Biotit—Schiefern, Granatglimmerschiefern, Biotit — und Muskovit — Biotitquarziten. Selten treten linsenförmige Amphiboliteinlagerungen auf.

Die aus dem begangenen Gebiet bekannte Mächtigkeit des Komplexes beträgt 1000—1200 m. Sie steigt jedoch gegen Osten zu an.

In Hinsicht auf die Intensität der Regionalmetamorphose werden die Schiefer des unteren Komplexes der Staurolith-Almadin-Subfazies, der Amphibolit-Fazies zugeschrieben.

Oberer Komplex (a_2). Über dem unteren Komplex lagert ein 1300—1500 m mächtiger Schiefer—Komplex, in welchem gegen die höhergelegenen Teile zu eine Abnahme der Intensität der Metamorphose wahrnehmbar ist.

Der untere Horizont beginnt mit einem 10—30 m mächtigem Amphibolitschiefer—Niveau. Darauf folgen granathaltige Biotit—Quarzit— und Biotit — Chloritschiefer, die der Staurolith-Almandin—Subfazies der Amphibolfazies angehören. Örtlich sind auch linsenförmige Kalkstein- und Amphiboliteinlagerungen vorhanden. Die darauf folgenden Schiefer gehören der Staurolith-Almandin-Subfazies, der Quarz-Albit-Almandin- und der Quarz-Albit-Biotit-Subfazies an.

Der obere Horizont lagert normal auf dem unteren und beginnt mit Aktinolith-Tremolitschiefern, auf denen dünne Kalkstein — und Dolomitschichten, Aktinolith-Tremolitschiefer und schliesslich mehr oder weniger quarzreiche Serizit-Chlorit — und Serizitschiefer lagern. Von diesem Horizont treten nur ungefähr 300 m zutage, da er gegen Süden zu tektonisch von dem Rusca Montană-Lunca Cernii—Becken begrenzt wird.

Petrographische Untersuchungen, sowie regional-geologische Erwägungen, führen zur Schlussfolgerung, dass die Schiefer der mesometamorphen Einheit unter Bedingungen einer progressiven Metamorphose entstanden und später eine Diaphtorese erlitten. Die metamorphen Mineralfazies wechseln von Norden gegen Süden ab, entsprechend einer normalen Abnahme der Regional-Metamorphose. (Im Norden Staurolith—

Institutul Geologic al României

Almandin—Subfazies der Amphibolit—Fazies, im Süden Quarz—Albit—Almandin—Subfazies und Quarz—Albit—Biotit—Subfazies der Grünschiefer-Fazies). Die örtliche diaphtoritische Überprägung ist durch das Auffinden klarer Umwandlungen des Biotits und des Granats in Chlorit und durch das Vorhanden sein relikter Staurolithe erkennbar.

2. *Epimetamorphe Einheit* (b).

Der mittlere und westliche Teil des begangenen Gebietes wird von den Gesteinen der epimetamorphen Einheit eingenommen. Diese sind von den Schiefern der mesometamorphen Einheit durch die Gherghe̦ș—Ruschița—Verwerfung getrennt. Im Süden wird die epimetamorphe Einheit von den sedimentären Formationen des Rusca Montana—Lunca Cernii—Beckens tektonisch begrenzt.

Von den, in der Zentralzone des Poiana Ruscă—Gebirges erstmals im Jahre 1958 (O. MAIER, G. MUREȘAN, M. MUREȘAN) festgestellten Komplexen der epimetamorphen Einheit, sind in dem Gebiet von Ruschița nur der Graphitschiefer—Komplex, der tuffogene Grünschiefer—Komplex und der obere Chlorit Serizitschiefer—Komplex vorhanden (Abb. 2).

Graphitschiefer-Komplex (b_1). Die Verbreitung der Graphitschiefer dieses Komplexes ist auf den nord-östlichen Teil der Gegend (Poiana Crivina) beschränkt. Die tieferen Komplexe treten nicht zutage.

Tuffogener Grünschiefer-Komplex (b_2). Kennzeichnend für diesen Komplex ist das Vorhandensein basischer tuffogener Gesteine. Er entstand durch die Metamorphosierung sedimentär terrigener Formationen mit zahlreichen Einlagerungen basischer Tuffen und Tuffiten, — sowie Kalksteinen, Dolomiten und Eisenerzlagerstätten.

Der tuffogene Grünschiefer—Komplex ist im mittleren und westlichen Teil des begangenen Gebietes verbreitet. Es konnten vier Horizonte unterschieden werden.

Terrigener Basalhorizont. Der terrigene Basalhorizont lagert unmittelbar über dem Graphitschiefer-Komplex im nord-östlichen Teil der Gegend und besteht hauptsächlich aus Gesteinen terrigener Herkunft (biotitführende Serizit-Chlorit — und Serizit —Graphitschiefer) mit dünnen Einlagerungen von Kalkstein, Dolomit und basischen Tuffen (tuffogene Grünschifer),

Unterer tuffogener Horizont. Dieser Horizont besteht aus Albit-Chloritschiefern, Chlorit-Biotitschiefern, Amphibolschiefern, Muskovit—Biotit—Quarzitschiefern und aus kristallinen Kalksteinen (der sogenannte Ruschița-Marmor). Die Vergesellschaftung dieser Kalksteine mit Schiefern tuffogener Herkunft, bildet ein kennzeichnendes Merkmal für diesen Horizont des Grünschiefer—Komplexes. Der im Grünschiefer eingelagerte Ruschița-Marmor bildet eine Synklinale deren Nordflanke die Quarz—Albit—Biotit—Subfazies, die Südflanke jedoch die Quarz—Albit—Almandin—Subfazies aufweist. Es ist daher eine Zunahme der Metamorphose von Norden nach Süden im Rahmen desselben Niveau's wahrnehmbar, die auch durch Plagioklasbestimmungen bestätigt werden

Institutul Geologic al României

konnte. Eine Zunahme der Metamorphose ist auch gegen Westen bemerkbar.

Intermediärer terrigener Horizont. Die Serizit—Chlorit, Quarz — Serizit — Chlorit und Biotit — Serizit — Chloritschiefer dieses Horizontes weisen ebenfalls eine Zunahme der Metamorphose gegen Süd—Westen auf, wo sie allmählich in almandinreiche Quarzit—Biotischiefer übergehen.

Oberer tuffogener Horizont. Dieser, vorwiegend aus tuffogenen Albit—Chlorit—Aktinolithschiefern bestehende Horizont ist hauptsächlich im Westen der Gegend entwickelt. Terrigene Serizit-Chloritschiefer-Einlagerungen sind ziemlich selten; Dolomite und Albitquarzite kommen vor. Sämtliche, in der Ruschița-Gegend bekannte sedimentär metamorphe Eisenerzlagerstätte (Werner, Baron, Rudolf, Nisip, D. Boul, D. Lupului, V. Afinari und V. Negri) sind diesem Horizont des Grünschieferkomplexes eingelagert.

Die bei der Beschreibung der vorigen Horizonte erwähnte Wechselung der metamorphen Fazies ist auch hier bemerkbar: im Norden wurden die ursprünglichen basischen Tuffe in der Quarz-Albit-Biotit-Subfazies metamorphosiert (Chlorit-Albit — und Aktinolit-Albitschiefr), im Süden jedoch, durch die Zunahme der Metamorphose bedingt, in der Quarz-Albit-Almandin-Subfazies (Amphibolite und Amphibolitschiefer).

Oberer Serizit-Chloritschiefer-Komplex (b_3). Die Gesteine dieses Komplexes sind grösstenteils terrigenen Ursprungs und führen Kalkstein und Dolomiteinlagerungen, welche die südlichen Ausläufer der metamorphosierten Riffbildungen von Luncani-Tomești darstellen.

Die Metamorphose steigt auch hier von Norden nach Süden an: die Schiefer nördlich des Ruschița-Tales gehören der Quarz-Albit-Biotit Subfazies, die im Süden der Quarz-Albit-Almandin-Subfazies an.

Wir versuchten in zwei zusammenfassenden Profilen (Abb. 3, 4) die Struktur, die petrographische Reihenfolge, die petrographische Zusammensetzung und die Variation der metamorphen Fazies, sowie der ursprünglichen Ablagerung, darzustellen. Dabei wurden die Wirkungen der Verwerfungen nicht in Betracht gezogen: jeder tektonische Block wurde in seine ursprüngliche Lage zurückgeführt. In den Profilen wurden auch die gegenwärtigen Erosionsniveaus der Komplexe, sowie die wichtigsten Tiefbohrungen angegeben.

Die tuffogenen basischen Schiefer der epimetamorphen Einheit gehören teils der Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies (Chloritschiefer mit Albit und Magnetitporphyroblasten) sowie Albit-Epidot-Aktinolithschiefer), teils der Quarz-Albit-Biotit-, und Quarz-Albit-Almandin-Subfazies (Amphibolschiefer) an. Die Amphibolschiefer der Quarz-Albit Almandin-Subfazies bestehen aus bläulichgrüner Hornblende, Albit (7—8% An) und Epidot. Zusammen mit der erwähnten Hornblende wurde auch ein gut entwickelter Aktinolit und Chlorit angetroffen. Die Amphibolite mit einem etwas anorthitreicherem Plagioklas 10—15% An) stellen einen Übergang zur Amphibolitfazies dar. In den dynamisch nicht beanspruchten Schiefern betrachten wir die Koexistenz des Chlo-

Institutul Geologic al României

rits mit der bläulichgrünen Hornblende und dem Biotit als einen stabilen Zustand in Gesteinen deren chemische Zusammensetzung der Entwicklung der, den gegebenen metamorphen Bedingungen entsprechenden Paragenesen nicht günstig ist. Bei einem ungenügenden Kaligehalt konnte Chlorit nicht gänzlich in Biotit übergehen. Anderseits konnte die für die Quarz-Albit-Almandin-Subfazies charakteristische bläulichgrüne Hornblende das im Biotit nicht verbrauchte Aluminium nicht aufnehmen. Daher musste Chlorit zusammen mit den für die Quarz-Albit-Almandin-Subfazies charakteristischen Mineralien auftreten. Erst in der Amphibolit-Fazies schliesst die aluminiumreiche Hornblende eine Koexistenz mit Chlorit aus. In den Dünnschliffen der Gesteine in denen Chlorit und bläulichgrüne Hornblende gemeinsam auftreten, zeigen die strukturellen Verhältnisse, dass die Hornblende und der Biotit stets gleichzeitig oder nach dem Chlorit kristallisierten, was auf eine progressive Metamorphose schliessen lässt. Die Übergangszonen von einer Fazies zur anderen können durch Flächen dargestellt werden deren Streichen O—W, daher parallel dem Streichen der kristallinen Schiefer verläuft, und nördlich, daher entgegengesetzt den Schiefern einfallen.

B) **Eruptivgesteine.** Die in der Umgebung von Ruschița anstehenden Eruptivgesteine gehören der banatitischen magmatischen Tätigkeit (Laramisch) an. Im Bereich der kristallinen Schiefer treten ausschliesslich die porphyrischen Glieder der Familie der Granodiorite, der Diorite und ausnahmsweise der Gabbro's auf; die Tiefengesteine dieser Familien sind nur im Süden der Gegend, im Bereiche der sedimentären Formationen verbreitet. Im Rusca Montană—Lunca Cernii—Kreidebecken bilden die Eruptivgesteine Gänge, Lavaergüsse und Agglomerate.

Im Kontakthof der Banatite entstanden Hornfelse und Skarne, die der Albit-Epidot-Hornfels und der Hornblende-Hornfels-Fazies zuzuschreiben sind. Die Eruptivgesteine selbst erlitten hydrothermale Einflüsse und Umwandlungen. Der hydrothermalen Tätigkeit der Banatite sind auch die Blei-Zinklagerstätten von Ruschița und Varnița zuzuschreiben.

C) **Das Sedimentär.** Die Sedimentärformationen erscheinen nur im Süden des von uns begangenen Gebietes, im Oberkreidebecken von Rusca Montană—Lunca Cernii. Sie gehören dem Oberjura, dem Cänoman—Turon—Senon und Danian an.

Tektonik

Eine der wichtigsten Verwerfungen in der Ruschița — Gegend ist die schon erwähnte Nord-Ost—Süd-West streichende Cherghеș—Ruschița—Verwerfung, die die epimetamorphe Einheit von der mesometamorphen trennt.

Die Nordgrenze des Rusca Montana—Lunca Cernii—Beckens entspricht ebenfalls einer tektonischen Linie mit ost-westlichem Streichen und 60°—75° nördlichem Einfallen. Längs dieser Verwerfung, welche der nord-östlichen Verlängerung der Reșița—Moldova Nouă — Linie

Institutul Geologic al României

entspricht wurden die kristallinen Schiefer nach Süden den Sedimentärformationen überschoben.

Tektonik der mesometamorphen Einheit. Die in der Ruschița—Gegend vorkommenden Schiefer der mesometamorphen Einheit streichen insgesamt O—W und bilden ein Monoklin mit 50°—70° südlichem Einfallen. Über die stärker metamorphosierten Schiefer im Norden, lagern gegen Süden die schwächer metamorphen. Die gemessenen Lineationen deuten auf ein westliches Einfallen der Struktur.

Tektonik der epimetamorphen Einheit. Die Schiefer dieser Einheit bilden mehrere Falten. Das Streichen entspricht dem allgemeinen O—W Streichen des Poiana Ruscă—Kristallins. Auch hier zeigen die gemessenen Lineationen ein westliches Einfallen der Struktur (im Durchschnitt 15°—30° W). An den Flanken der beiden Hauptfalten (Boul-Antiklinale und valea Morii—Pîrîul cu Raci—Synklinale) wurden mehrere Falten niederer Ordnung beobachtet und verfolgt.

Parallel zur Cherghes—Ruschița—Verwerfung, sowie ungefähr senkrecht zu dieser, verlaufen mehrere Verwerfungen die zusammen mit den O—W gerichteten direktionellen Verwerfungen zur Teilung der Gegend in mehrere tektonische Blöcke beitragen.

Die Altersverhältnisse dieser Verwerfungen deuten mindestens auf fünf verschiedene, relative Alter, von denen die beiden letzten laramischen Alters sind, da sie sich auch durch die Ablagerungen der Oberen Kreide durchsetzen und gleichzeitig von den aufsteigenden Banatiten als Zugangsweg benützt wurden.

ERKLÄRUNG DER TAFELN

Geologische Karte des Ruschița-Gebietes

Tafel I

Kristallin

Epimetamorphe Einheit

1, *Komplex der oberen Serizit-Chloritschiefer.*

a, Almandinführende Biotitschiefer (± quarzreich); b, Quarzite; c, Chlorit-Serizitschiefer ± quarzreich); Biotit-Serizitschiefer ± Graphit; d, Dolomite und Kalkdolomite.

Komplex der tuffogenen Grünschiefer.

2. Oberer tuffogener Horizont.

a, Amphibolite und Amphibolschiefer; b, Muskovitbiotitschiefer ± Almandin; c, Albit-Aktinolit-Chloritschiefer (± biotitführend) (tuffogene Grünschiefer-Metaschalsteine) d, Chloritserizitschiefer; e, Dolomite; f, Eisenerzlagerstätte; g, Albitquarzite.

3, Intermediärer terrigener Horizont.

a, Muscovitbiotitschiefer ± Almandin; b, Chloritserizitschiefer; c, Quarzite.

Institutul Geologic al României

4, Unterer tuffogener Horizont.
a, Amphibolite, Biotitamphibolitschiefer mit almandinführenden Biotitschiefereinlagerungen ; b, Muskovitbiotitschiefer ± Almandin ; c, Tuffogene Chloritschieder (Metaschalsteine) mit Chlorit-Serizischiefereinlagerungen ; d, Chlorit-Serizitschiefer ; e, Kalk, Ruschița Marmor.

5, Terrigener Basalhorizont.
a, Muskovit-Quarzschiefer mit Biotit ± Almandin ; b, Chlorit-Serizitschiefer ± Biotit, Graphit-Serizitschiefer ± Biotit ; c, Dolomite und Kalkdolomite ; d, Tuffogene Grünschiefer und Amphibolite (Metaschalsteine).

6, *Komplex der Graphitschiefer.*
Graphit-Serizitschiefer ± Biotit, Graphit-Chlorit-Serizitschiefer.

Mesometamorphe Einheit

Oberer Komplex.

7, Oberer Horizont.
a, Tremolitschiefer ; b, Kalksteine ; c, Chlorit-Serizitschiefer ; d, Dolomite.

8, Unterer Horizont.
a, Tremolit-Aktinolitschiefer und Metadiorite ($\mu\delta$) b, Kalksteine ; c, Chlorit-Serizitschiefer ± Biotitschiefer ± Granat.

9, *Unterer Komplex.*
a, Amphibolite ; b, Almandinführende Biotitglimmerschiefer, quarzitische Muskovitbiotitschiefer,

10, Retromorphismuszone.

11, a, Metaultrabasite, Talk ; b, Metadiorite ($\mu\delta$), Grünschieferfazies.
A) Quarz-Albit-Chlorit-Muskovitsubfazies und Quarz-Albit-Biotitsubfazies.
B) Quarz-Albit-Almandinsubfazies.
C) Almandin-Amphibolitfazies.

Sedimentär

12, Alluvionen ; 13, Deluvialablagerungen ; 14, Danian — Oberer Horizont (Aglomerate, andesitische Laven, Tuffite, Sandsteine) ; 15, Danian — Basalhorizont (Sedimentäre Breckzie mit Kristallinelementen (*a*) mit Kalkelementen (J_3) (*b*).
16, Cänoman, Turon, Senon (Sandstein, Mergel und Ton).
17, Oberjura (Kalksteine).

Eruptiv

Banatite

18, Lamprophyr (Camptonit) ; 19, Diorit-Granodioritporphyr, Dacit, Andesit ; 20, Granodiorit, Diorit ; 21, Hornfels, Skarn, Zonen hydrothermaler Umwandlungen.

22, Schichtung ; 23, B-Achsen und Lineation ; 24, Transgressionsgrenzen ; 25, Sattelachse ; 26, Muldenachse ; 27, Direktionelle Verwerfungen *a*) Hauptverwerfungen, *b*) Sekundäre Verwerfungen ; 28, Quer- und Schrägverwerfungen *a*) Hauptverwerfungen, *b*) Sekundäre Verwerfungen ; 29, Bohrung (23910) ; 30, Stollen, 31, Alte Gruben-und Abbaufelder (für Eisen (Fe). für Blei-und Zinksulfide (Pb, Zn), für Talk (T) ; 32, Steinbruch ; 33, Halde, 34, Profillinie.

Institutul Geologic al României

Geologische Profile durch das Ruschița-Gebiet

Tafel II

Kristallin

Epimetamorphe Einheit

1, *Komplex der oberen Serizit-Chloritschiefer*
a, Almandinführende Biotitschiefer (± quarzreich); b, Quarzite; c, Chlorit-Serizitschiefer (± quarzreich), Biotit-Serizitschiefer ± Graphit; d, Dolomite und Kalkdolomite.
Komplex der tuffogenen Grünschiefer
2, Oberer tuffogener Horizont,
a, Amphibolite und Amphibolitschiefer; b, Muskovitbiotitschiefer ± Almandin; c, Albit-Aktinolit-Chloritschiefer (± biotitführend); d, Chloritserizitschiefer; e, Dolomite; f, Eisenerzlagerstätte; g, Albitquarzite.
3, Intermediärer terrigener Horizont.
a, Muscovitbiotitschiefer ± Almandin; b, Chloritserizitschiefer; c, Quarzite.
4, Unterer tuffogener Horizont.
a, Amphibolite, Biotitamphibolschiefer mit almandinführenden Biotitschiefereinlagerungen; b, Muscovitbiotitschiefer ± Almandin; c, Tuffogene Chloritschiefer (Metaschalsteine) mit Chlorit-Serizitschiefereinlagerungen; d, Chlorit-Serizitschiefer; e, Kalk, Ruschița-Marmor.
5, Terrigener Basalhorizont.
a, Muscovit-Quarzschiefer mit Biotit ± Almandin; b, Chlorit-Serizitschiefer ± Biotit. Graphit-Serizitschiefer ± Biotit; c, Dolomite und Kalkdolomite; d, Tuffogene Grünschiefer und Amphibolite (Metaschalsteine).
6, *Komplex der Graphitschiefer*
Graphit-Serizitschiefer ± Biotit, Graphit-Chlorit-Serizitschiefer.

Mesometamorphe Einheit

Oberer Komplex
7, Oberer Horizont.
a, Tremolitschiefer; *b*, Kalksteine; *c*, Chlorit-Serizitschiefer; *d*. Dolomite.
8, Unterer Horizont.
a. Tremolit-Aktinolitschiefer; *b*. Kalksteine; *c*. Chlorit-Serizitschiefer ± Biotit ± Granat.
9, *Unterer Komplex*.
Biotitglimmerschiefer ± Granate, quarzitische Muscovit-Biotitschiefer.
10, Retromorphismuszone.
Grünschieferfazies.
A) Quarz-Albit-Chlorit-Muskovitsubfazies und Quarz-Albit-Biotitsubfazies.
B) Quarz-Albit-Almandinsubfazies.
C) Almandin-Amphibolitfazies.

Sedimentär

11, Danian — oberer Horizont (Aglomerate, andesitische Laven und Sedimentärgesteine).
12, Danian — unterer Horizont (Sedimentäre Breckzie mit Kristallinelementen — *a* und Kalkelementen — *b*.
13, Cänoman, Turon, Senon (Sandsteine, Mergel und Tone).
14, Oberjura (Kalksteine).

Institutul Geologic al României

Eruptiv

15, Banatite (Granodiorit, Diorit- und Granodioritporphyr, Dacit und Andesit).
16, Hornfels, Skarne, Zonen hydrothermaler Umwandlungen.

17, Direktionelle Verwerfungen *a*) Hauptverwerfungen *b*) Sekundäre Verwerfungen
18, Quer-und Schrägverwerfungen *a*) Haptverwerfungen *b*) Sekundäre Verwerfungen.

Verbreitung der Fazien der Regionalmetamorphose

Tafel III

Postmetamorphe Formationen

1, Quartär; 2, Banatite; 3, Aglomerate, andesitische Laven und Sedimentärgesteine (Danian); 4, Sedimentärformationen des Rusca Montană-Lunca Cernii-Beckens (Oberjura — Danian).

Metamorphe Formationen

Epimetamorphe Einheit

5, Komplex der oberen Serizit-Chloritschiefer; 6, Komplex der tuffogenen Grünschiefer; 7, Komplex der Graphitschiefer.

Mesometamorphe Einheit

8, Oberer Komplex; 9, Unterer Komplex.

Verbreitungszonen der Fazien der Regionalmetamorphose

10,. Quarz-Albit-Chloritsubfazies; 11, Quarz-Albit- Biotitsubfazies; 12, Quarz-Albit-Almandinsubfazies mit lokalen Übergängen zur Almandin-Amphibolitfazies; 13, Almandin- Amphibolitfazies; 14, Retromorphismuszone.

15, Direktionelle und schräge Verwerfungen; 16, Sattelachse; 17, Muldenachse.

Tektonische Karte des Ruschița-Gebietes

Tafel IV

1, Quartär; a 2, Banatite.

Sedimentär des Rusca Montană-Lunca Cernii-Beckens

3 a, Danian — Oberer Horizont; 3 b, Danian — unterer Horizont (Breckzie); 4. Senon, Turon, Cänoman; 5. Oberjura.

Kristallin

Epimetamorphe Einheit

6, Komplex der oberen Serizit-Chloritschiefer; 7. Komplex der tuffogenen Grünschiefer; 8, Komplex der Graphitschiefer.

Mesometamorphe Einheit

9, Oberer Komplex; 10, Unterer Komplex;

11, Achsen sekundärer Falten; 12, Achsen der Hauptfalten, Verwerfungen (13—14 laramisch, 15—17 prälaramisch); 13, Schrägverwerfungen; 14 a, Direktionelle Hauptverwerfungen; 14 b. Direktionelle Sekundärverwerfungen; 15 a, Schräge Hauptverwerfungen; 15.b. Schräge Sekundärverwerfungen; 16 a, Quere und schräge Hauptverwerfungen; 16. b. Quere und schräge Sekundärverwerfungen; 17 a, Direktionelle Hauptverwerfungen; 17. b. Direktionelle Sekundärverwerfungen.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

STUDIUL COMPARATIV AL FAUNEI BURDIGALIENE DIN BAZINUL TRANSILVANIEI ŞI BAZINUL PETROŞENI

DE

GR. RĂILEANU, V. NEGULESCU

Abstract

Comparative Study of the Burdigalian Fauna from the Transylvania Basin and Petroşeni Basin. Lithological and faunal study of the Miocene formations in the Sălătruc rivulet (eastern part of the Petroşani Basin) and of those in the Coruş Beds (north-western part of the Transylvania Basin) allowed the authors to establish the Burdigalian age of these deposits.

CONSIDERAŢIUNI GENERALE

Orizontarea formaţiunilor terţiare de pe teritoriul ţării noastre, de altfel ca şi din alte părţi ale Europei, ridică o serie de probleme între care se poate enumera şi aceea referitoare la limita Oligocen-Miocen şi legat de aceasta poziţia unor termeni stratigrafici, cum este Aquitanianul.

Pentru lămurirea acestor probleme importante se impun desigur studii stratigrafice de detaliu, în special în regiunile unde se cunosc succesiuni normale şi neîntrerupte de formaţiuni care să conţină bineînţeles şi o faună marină mai bogată.

Pentru a se putea aborda şi aduce unele contribuţii efective la lămurirea acestei probleme, considerăm că este necesar să se studieze în prealabil conţinutul faunistic al formaţiunilor în cauză şi să se stabilească pe cît posibil cu mai multă certitudine vîrsta unor orizonturi care ar putea fi utilizate apoi ca repere stratigrafice. În acest sens am considerat de o importanţă deosebită revizuirea faunei burdigaliene din Stratele de Coruş şi a unor faune asemănătoare din alte formaţiuni, cum este cea din Bazinul Petroşeni şi cum ar fi poate util să se facă pentru cea din Depresiunea Getică (Valea Muerească) din regiuni unde sîntem convinşi că deranjamentele de ordin tectonic sînt mai puţine.

Institutul Geologic al României

Fauna de moluște miocene are în general o circulație mai largă în scara stratigrafică. După literatura de specialitate se pare că sînt forme foarte puține care să ateste vîrsta cu certitudine a unor depozite și numai asociațiile sînt acelea care ne-ar putea duce la unele concluzii mai precise, așa că în cercetările efectuate s-a căutat să se stabilească valoarea pe care o au unele forme, ca elemente faunistice conducătoare, dar s-a ținut seama și de asociațiile în care se găsesc aceste forme.

CONSIDERAȚIUNI DE ORDIN STRATIGRAFIC

BURDIGALIANUL DIN BAZINUL TRANSILVANIEI

În bazinul Transilvaniei, Burdigalianul dovedit pe baze paleontologice este cunoscut în partea de NW a acestui bazin. Primele date asupra Burdigalianului din această regiune se datoresc lui A. Koch (1900) care de altfel a fost primul care a descris fauna din stratele de Coruș. Cercetătorii ulteriori au acceptat în unanimitate punctul de vedere al lui A. Koch și considerăm justificat aceasta, nu numai pentru că Stratele de Coruș conțin o faună specifică, dar și pentrucă aceste strate ocupă o poziție bine precizată în succesiunea stratigrafică concludentă.

Stratele de Coruș atribuite Burdigalianului sînt cuprinse, în general între stratele de Valea Almașului (Oligocen superior-Aquitanian) la bază și Stratele de Chechiș (Helvețian) la partea superioară. Urmărite însă îndeaproape se constată că, datorită caracterului lor transgresiv, Stratele de Coruș stau și pe alți termeni mai vechi, după cum în alte cazuri pot suporta transgresiv fie Stratele de Hida sau chiar tuful de Dej (Tortonian). La Coruș, Stratele de Coruș, așa cum de altfel au fost descrise de A. Koch (1900) sînt reprezentate prin nisipuri albe ușor micacee cu elemente de pietriș bine rulate, peste care urmează gresii nisipoase uneori consolidate, în bancuri cu grosimi pînă la 1 — 2 m. Spre partea superioară se găsesc marne nisipoase, nisipuri gălbui ușor roșcate sau albicioase. Aceste formațiuni ar însuma cca 20 m grosime, fără însă a se putea delimita, aici, precis de formațiunile Stratelor de Valea Almașului în culcuș sau a Stratelor de Chechiș din coperiș.

La Coasta cea Mare (S W de Cluj), Stratele de Coruș sînt reprezentate prin gresii nisipoase grosiere, uneori cu concrețiuni grezoase menținîndu-se cu aceeași grosime și cu aceleași elemente faunistice ca la Coruș. Aici însă formațiunile Stratelor de Coruș stau transgresive peste depozite oligocene și chiar eocene și suportă la rîndul lor transgresiv tuful de Dej-Tortonian.

De la Coruș aceste formațiuni se pot urmări îndeaproape spre NW putîndu-se constata oarecare variații litologice. La Deșarta (Dealul Daia) spre exemplu, se constată o succesiune grezoasă cu intercalații de pietrișuri, uneori sub formă de cuiburi. Aceste depozite stau peste șisturi cu aspect foios care se intercalează la partea superioară a orizontului de Sîn Mihai. Aici, aceste depozite, formează o suprafață structurală care înclină ușor spre est, așa că pe măsură ce se afundă sînt acoperite de marnele Stratelor de Chechiș.

Institutul Geologic al României

La Sîn Mihai, Stratele de Coruş au în bază un orizont grezos format dintr-un banc de gresii calcaroase cu o faună oarecum deosebită de cea a orizontului superior mai nisipos şi care conţine pectinide de talie mare (*Chlamys gigas* SCHLOTH.). Ele stau aici peste argilele roşii ale orizontului de Sîn Mihai şi suportă ca şi în cazul precedent marnele de Chechiş.

Pe flancul estic al văii Agrişului, sub coasta Răchiţei, la dealul Natului şi Dîmbul Chiriacului, formaţiunile grezoase ale Stratelor de Coruş se destramă şi prezintă adeseori pungi de nisipuri caolinoase şi uneori gresii cu prundişuri. Ele sînt separate uneori prin intercalaţii cărbunoase de complexul orizontului de Sîn Mihai, care de altfel în acest sector devine mai grezos. Ele suportă pretutindeni Stratele de Chechiş.

De aici spre NE, numai prezenţa faunei burdigaliene mai face posibilă separarea stratelor de Coruş de complexul faciesului grezos — (gresia de Tihău) pe care îl îmbracă orizontul de Sîn Mihai. La Tihău spre exemplu, şi la Cristolţel deasupra ultimului strat de cărbune la cca 5m urmează un banc lumachellic cu pectinide mari (*Chlamys gigas* SCHLOTH.), *Flabellipecten solarium* LAM., *Laevicardium kübecki* HAUER, *Meretrix gigas* LAM. etc. Acest banc de gresii dure microconglomeratice cu grosime de cca 20 m, se poate confunda foarte uşor cu gresia de Tihău. Ele suportă şi aici ca şi în punctele menţionate, marnele de Chechiş.

Unul din noi (GR. RĂILEANU 1952) menţionează elemente faunistice noi în Stratele de Coruş şi atrage atenţia asupra necesităţii revizuirea faunei din aceste strate.

Mai avem informaţia că în ultimul timp s-au determinat cîţiva dinţi de peşti, de către FUCHS de la Universitatea din Cluj.

Fauna colectată de noi pe tot cuprinsul regiunii, unde apar la zi Stratele de Coruş, este reprezentată prin :

Divaricella (*Lucinella*) *ornata* (AGASSIZ)
Solecurtus (*Solecurtus*) *basteroti* (DES MOULINS)
Mactra (*Eomactra*) *besteroti* MAYER
Corbula (*Corbula*) *basteroti* HÖRNES
Pholas sp.
Arca (*Arca*) *fichteli* DESHAYES
Arca (*Arca*) *fichteli planata* SCHAFFER
Arca (*Arca*) *fichteli elogatior* SACCO
Taras rotundatus (MONTAGU)
Venus (*Ventricola*) *multilamella* (LAMARCK)
Leda pella elongata ZHIZHCHENKO
Tellina cfr. *incarnata* LINNÉ
Angulus (*Peronidia*) *planatus* (LINNÉ)
Arca (*Arca*) *diluvii pertransversa* SACCO
Laevicardium kübecki (HAUER)
Glycymeris fichteli (DESHAYES)
Glycymeris (*Axinea*) *pilosus deshayesi* (MAYER)
Pitaria (*Callista*) *erycinoides* (LAMARCK)
Meretrix gigas (LAMARCK)
Panopea menardi DESHAYES

Institutul Geologic al României

Chlamys gigas (SCHLOTHEIM)
Flabellipecten solarium (LAMARCK)
Cardium (*Cerastoderma*) *edule commune* MAYER
Ostrea (*Ostrea*) *frondosa* SERRES
Ostrea (*Ostrea*) *digitalina* DUBOIS
Dentalium sexangulum SCHRÖTER
Dentalium novemcostatum LAMARCK
Dentalium (*Antale*) *vitreum* SCHRÖTER
Pyramidella (*Pyramidella*) *plicosa* BRONN
Ringicula auriculata auriculata MENARD
Ringicula auriculata longominor SACCO
Tudicla rusticula (BASTEROT)
Ficus conditus (BRONGNART)
Voluthilithes (*Athleta*) *ficulina* (LAMARCK)
Oliva (*Neocylindricus*) *dufresnei* BASTEROT
Terebra (*Subula*) *fuscata* (BROCCHI)
Typhis (*Typhis*) *horridus* (BROCCHI)
Genota cfr. *proavia* BELLARDI
Turritella (*Haustator*) *vermicularis* (BROCCHI)
Diloma (*Oxystele*) *orientalis* (COSSMANN ET PEYROT)
Sinum aquensis (RECLUZ)
Polinices (*Neverita*) *olla* (DE SERRES)
Natica millepunctata LAMARCK
Natica (*Lunatia*) *catena helicina* BROCCHI
Bulia (*Dorsanum*) *baccata* (BASTEROT)
Calyptraea aff. *chinensis* (LINNÉ)

S-au efectuat şi unele studii micropaleontologice, pentru prima dată de GH. VOICU, apoi de I. COSTEA şi BALTEŞ Ele au fost reluate ulterior de N. SURARU, care a arătat că este vorba de o asociaţie microfaunistică ce continuă pe cea din Oligocen. Această problemă a fost reluată şi de noi şi urmează să constitue o preocupare în viitor.

BURDIGALIANUL DIN BAZINUL PETROŞENI

Cu ocazia unor lucrări de prospecţiuni pentru cărbuni, efectuate în Bazinul Petroşeni, unul din noi (GR. RĂILEANU, 1950) a descoperit formaţiuni pe care le-a atribuit Burdigalianului. Pînă la acea dată, depozitele respective nu fuseseră separate şi probabil că erau atribuite la unul din orizonturile semnalate pînă atunci în Bazinul Petroşeni. În anul 1954, GH. VOICU a separat pe pîrîul Sălătruc două orizonturi, care după el, au o poziţie superioară faţă de orizontul conglomeratic superior (grupa Stratelor de Coperiş) şi anume: orizontul argilo-marnos superior şi orizontul grezos conglomeratic superior.

În urma unui studiu amănunţit, în formaţiunile din cursul superior al pîrîului Sălătruc, GR. RĂILEANU (1955) a identificat primele elemente faunistice de tipul celor de la Coruş *Chlamys gigas* (SCHLOTH.), *Glycymeris fichteli* (DESH.), *Meretrix* sp., *Euthriofusus burdigalensis* (BAST.),

Institutul Geologic al României

etc) atribuind astfel vîrsta burdigaliană acestor depozite. El a sesizat totodată existența și a altor forme, atrăgînd atenția asupra necesității reluării studiilor acestei faune. Ulterior, I. DRAGHINDĂ (1961) atribuie aceste formațiuni fără să cunoască conținutul faunistic, Tortonianului.

Depozitele atribuite Burdigalianului, sînt reprezentate în partea estică a Bazinului Petroșeni și prezintă succesiunea următoare:

Marne calcaroase, în bază, de culoare vînătă-verzuie, care conțin în mod predominant exemplare de *Turritella*;
Gresii nisipoase, vinete-verzui, în care se găsesc mai frecvent *Pirenella plicata* (BRUG.);
Gresii calcaroase, de culoare vînătă-verzuie, dure, cu *Chlamys gigas* (SCHLOTH.), *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* (OLIVI), *Glycymeris fichteli* (DESH.), *Mytilus haidingeri* HÖRN.;
Marne și argile vinete-verzui cu *Turritella*;
Conglomerate cu elemente de cuarț, bine rulate;
Argile nisipoase verzui cu intercalații de gresii și șisturi cărbunoase de 1 — 2 m.
Nisipuri gălbui, ușor cimentate, groase de cca 15 m, care conțin pe lîngă alte forme, și pe *Pholadomya alpina rectidorsata* HÖRNES *Euthriofusus burdigalensis* (BAST.).

Fauna de moluște pe care o conțin aceste depozite este reprezentată prin:

Saxolucina (*Plastomiltha*) *multilamellata* (DESHAYES)
Solecurtus (*Zozia*) *antiquatus vindobonensis* MEZNERICS
Corbula (*Varicorbula*) *gibba* (OLIVI)
Dosinia cfr. *adansoni* (PHILLIPPI)
Venus (*Ventricola*) *multilamella* (LAMARCK)
Tellina (*Moerella*) *donacina* LINNÉ
Tellina serrata tauroprotensa SACCO
Angulus (*Peronidia*) *bipartitus* BASTEROT
Angulus (*Peronidia*) *planatus* (LINNÉ)
Capsa lacunosa lacunosa (CHEMNITZ)
Capsa lacunosa tumida (BROCCHI)
Arca (*Arca*) *diluvii* LAMARCK
Arca (*Arca*) *fichteli elongatior* SACCO
Laevicardium kübecki (HAUER)
Glycymeris fichteli (DESHAYES)
Glycymeris (*Axinea*) *pilosus deshayesi* (MAYER)
Meretrix cf. *gigas* (LAMARCK)
Cardium (*Cerastoderma*) *edule commune* MAYER
Chlamys scabrella (LAMARCK)
Chlamys gigas (SCHLOTHEIM)
Pholadomya alpina rectidorsata HÖRNES
Pinna (*Atrina*) *pectinata vindobonensis* SACCO
Modiolus (*Modiolus*) *exbrochii* (SACCO)
Thracia sp.

Institutul Geologic al României

Dentalium novemcostatum LAMARCK
Dentalium sexangulum SCHRÖTER
Pyramidella (*Pyramidella*) *plicosa* BRONN
Rigincula auriculata auriculata MENARD
Ringicula auriculata longominor SACCO
Ficus conditus (BRONGNART)
Terebra neglecta MICHELOTTI
Genota ramosa (BASTEROT)
Turritella (*Haustator*) *vermicularis* (BROCCHI)
Diloma (*Oxystele*) *orientalis* (COSSMANN ET PEYROT)
Natica (*Lunatia*) *catena helicina* BROCCHI
Bulia (*Dorsanum*) *baccata* (BASTEROT)
Bulia (*Dorsanum*) *ancilariaeformis* (GRATELOUP)
Euthriofusus burdigalensis (BASTEROT)
Hinia (*Uzita*) *turbinella* (BROCCHI)
Actaeon punctulatus (FÉRUSSAC)
Actaeon semistriatus (FÉRUSSAC)
Actaeon tornatilis (LINNÉ)
Clavatula (*Perrona*) *jouaneti* (DES MOULINS)
Calyptraea chinensis (LINNÉ)
Tympanotonus (*Tympanotonus*) *margaritaceum* (BROCCHI)
Pirenella plicata (BRUGUIÈRE)

CONCLUZII

Analizînd comparativ fauna din formațiunile descrise din nord-vestul Bazinului Transilvaniei (Stratele de Coruș) cu cea din Bazinul Petroșeni, se pot face o serie de constatări care ne conduc la unele precizări destul de concludente.

În primul rînd cele două formațiuni sînt foarte fosilifere (cca 41 specii în Stratele de Coruș și 46 în Bazinul Petroșeni).

Din aceste specii se constată că 22 sînt comune pentru cele două regiuni și este de reținut că acestea sînt de altfel formele cele mai reprezentative, cum sînt :

Meretrix gigas (LAM.), *Glycymeris fichteli* (DESH.), *Laevicardium kübecki* (HAUER), *Chlamys gigas* (SCHLOTH.), *Euthriofusus burdigalensis* (BAST.), *Dosinia adansoni* (PHIL.), etc.

Din analiza graficului de frecvență reiese că formele descrise au, în general, o circulație destul de largă în coloana stratigrafică, totuși frecvența lor mare rămîne în Burdigalian. Sînt însă de reținut și forme specifice Burdigalianului, cum sînt *Laevicardium kübecki* (HAUER), *Glycymeris fichteli* (DESH.), *Pholadomya alpina rectidorsata* HÖRNES și *Chlamys gigas* (SCHLOTH.). În plus asociația formelor de tip miocenic cu acele din Oligocen-Aquitanian, *Tympanotonus* (*Tympanotonus*) *margaritaceum* (BROCC), *Mytilus haidingeri* HÖRNES, etc ne conduc la concluzia că timpul cînd s-au sedimentat atît Stratele de Coruș cît și formațiu-

Institutul Geologic al României

nile de pîrîul Sălătruc, reprezintă o etapă nouă din evoluția acestor bazine, cînd apare o bună parte din elemente faunistice miocene—respectiv burdigaliene.

Un alt fapt care se mai desprinde din analiza acestui tabel este că numai o parte din forme și anume 36 din 87 ajung pînă în Tortonian.

După raporturile stratigrafice, a Stratelor de Coruș care se situează sub marnele de Chechiș și Hida, care după ultimele cercetări (N. SURARU, 1958) conțin elemente faunistice helvețiene și după asociația faunistică cu totul specifică acestor bazine, dar care prezintă afinități cu formațiunile burdigaliene din bazinul Vienei, sud-estul Franței și R. S. Cehoslovacia sîntem în măsură să conchidem că Stratele de Coruș aparțin Burdigalianului. Deoarece formațiunile de pe pîrîul Sălătruc au o asociație faunistică asemănătoare cu aceea a Stratelor de Coruș trebuie să admitem că ele reprezintă un echivalent al acestora.

CLASA LAMELLIBRANCHIATA

Leda pella elongata ZHIZHCHENKO

Pl. I, fig. 4, 6

1955 *Leda pella elongata* ZHIZH. — L. MERKLIN — I. A. NEVESSKAIA t. l., f. 7—9, p. 28.

Forma din colecția noastră prezintă valvele alungite transversal, cu o carenă ascuțită în partea posterioară. În partea anterioară se observă la binocular o carenă abia schițată. Ornamentația constă din coaste concentrice, fine, ușor oblice spre marginea paleală, iar în jurul umbonelui, se observă uneori 4 îngroșări concentrice.

Dimensiuni: l=5 mm; L=9 mm.

Răspîndire: din Burdigalian în Pliocen.

Cuib fosilifer: Coruș.

Arca (*Arca*) *fichteli* DESHAYES

Pl. I, fig. 3,7

1958 *Arca* (*Arca*) *fichteli* DESH. — L. ERÜNAL — ERENTÖZ — pl. XXII, f. 10, p. 139) (cum.syn.)

Caracteristic pentru această specie este area ligamentară foarte largă.

Dimensiuni: l=32 mm; L=50 mm.

Răspîndire: În bazinul Vienei se întîlnește în Burdigalian; în bazinul Aquitaniei, Italia și Turcia, în Helvețian; iar în Italia în Tortonian.

Cuib fosilifer: Coruș.

Arca (*Arca*) *fichteli planata* SCHAFFER

Pl. I, fig. 2

1910. *Arca fichteli planata* SCHAFFER — pl. XXVI, fig. 8—10.

Prezintă valvele cu o convexitate mai mică, decît forma tip.

Dimensiuni: l=27 mm; L=40 mm.

Institutul Geologic al României

Răspîndire: în bazinul Vienei în Burdigalien.
Cuib fosilifer: Coruş.

Arca (Arca) fichteli elongatior SACCO
Pl II fig. 1
1898 *Anadara Fichteli* var. *elongatior* F. SACCO. pl. V, fig. 7, p. 23.

Valvele la această formă au convexitatea mică, iar partea posterioară este mai alungită şi îngustă.
Dimensiuni: I=26 mm; L=42 mm.
Răspîndire: în Italia în Helveţian.
Cuib fosilifer: Coruş şi P. Sălătruc.

Arca (Arca) diluvii LAMARCK
Pl.I fig. 1–5
1960 *Anadara diluvii* LAMARCK — E. KOIUMDJIEVA — pl. XIX — fig. 9 — 10, pg. 61

Dimensiuni: I=20 mm; L=25 mm.
Răspîndire: Se întîlneşte în Burdigalianul din baz. Aquitaniei şi baz. Vienei; în Helvetianul din Italia, baz. Aquitaniei şi baz. Vienei; în Tortonianul din Italia, U.R.S.S., Ungaria, Buituri şi Bulgaria.
Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Arca (Arca) diluvii pertransversa SACCO
1958 *Arca (Arca) diluvii* var. *pertransversa* SACCO — ERÜNAL-ERENTÖZ Pl. XXII, fig. 6,7, pg. 137 (cum. syn.)

Cochilia are contur subtrapezoidal, alungită transversal. Umbonele este situat aproape central, marginea anterioară şi posterioară a liniei cardinale sînt aproape egale. Prezintă 28 coaste mai largi ca intervalele.
Dimensiuni: I=17 mm; L=30 mm.
Răspîndire: se întîlneşte din Oligocen şi pînă în Pliocen.
Cuib fosilifer: Coruş.

Glycymeris fichteli (DESHAYES)
Pl. II, fig. 2. Pl. III, fig. 1, 2. Pl. IV fig. 2.
1870 *Pectunculus Fichteli* DESH. — HÖRNES — pl. 39 — fig. 1, p. 315
1910 *Pectunculus Fichteli* DESH. — SCHAFFER — pl. 28, fig. 1, pl. 27, f, 6, p. 57

Caracteristic acestei specii sînt dinţii puternici şi orizontali; cei anteriori sînt în număr de 5 şi posteriori în număr de 6; dinţii mediani dispar aproape cu totul la exemplarele adulte. Area se observă şi la exemplarele tinere destul de dezvoltată cu 3 — 4 şanţuri sub formă de V întors, iar la exemplarele adulte ea este foarte dezvoltată şi prezintă 7 — 8 şanţuri sub formă de V întors.
Dimensiuni: I=85 mm; L=95 mm.
Răspîndire: Se găseşte în Burdigalianul din bazinul Vienei.
Cuib fosilifer: Coruş şi P. Sălătruc.

Institutul Geologic al României

Glycymeris (*Axinea*) *pilosus, deshayesi* (MAYER)

Pl. IV fig. 1,3

1960 *Pectunculus* (*Axinea*) *pilosus* var. *deshayesi* (MAYER) KOIUMDJIEVA pl. XIX, fig. 13, pl. XX fig. 1, pl. XXI, fig. 1 pg. 62 (cum. syn).

Dimensiuni: I=70 mm; L=75 mm.
Răspîndire: în Miocenul din Europa.
Cuib fosilifer: Coruş.

Modiolus (*Modiolus*) *exbrocchii* (SACCO)

Pl. XII, fig. 4

1960 *Modiolus* (*Modiolus*) *exbrocchii* (SACCO) KOIUMDJIEVA — pl. XXVII fig. 6—7 pag. 78 (cum. syn.)

Răspîndire: Întîlnită în Miocenul din Europa.
Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Mytilus haidingeri HÖRNES

1870 *Mytilus Heidingeri* (HÖRNES) pl. XLVI fig 1,3 pag. 356

Răspîndire: În Oligocen şi în Burdigalian în baz. Vienei.
Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Pinna (*Atrina*) *pectinata vindobonensis* SACCO

Pl. VII fig. 5

1960 *Pinna* (*Atrina*) *pectinata* (LINNÉ) *vindobonensis* (SACCO) — KOIUMDJIEVA — pl. XXI fig. 2, pag. 64 (cum. syn.)

Răspîndire: Găsită în Tortonian în U.R.S.S., şi în Helveţian în baz. Vienei.
Cuib fosilifer: Sălătruc, marne cu *Arca*, *Tympanotonus margaritaceum* şi *Modiola*.

Flabellipecten cf. *solarium* (LAMARCK)

1960 *Flabellipecten solarium* (LAMARCK) CSEPREGHY — MEZNERICS p. 15., l. 7, f 3—7, pl. 8, f. 1—3.

Am atribuit acestei specii cîteva fragmente de cochilie avînd coastele cu secţiunea transversală dreptunghiulară.

Răspîndire: În Ungaria găsită în Helvetian şi Tortonian, în baz. Vienei în Helvet şi Torton, în Polonia în Tortonian, în Franţa înBurdigalian şi Helvetian, în Italia în Helvetian, în Maroc în Burdigalian, în Turcia în Helvetian.

Cuib fosilifer: Coruş.

Institutul Geologic al României

Chlamys scabrella (LAMARCK)

Pl. VI fig. 2

1960 *Chlamys scabrella* (LAMARCK) — CSEPREGHY — MEZNERICS — pl. XII, fig. 2—20, p. 20

1961 *Chlamys scabrella* (LAMARCK) — P. CTYROKI — pl. II, f. 1—3 p. 10.

Sînt forme foarte variabile, cu un număr de 15 — 20 coaste, iar ornamentaţia de pe coaste şi din intervale o formează 4 — 5 costule fine pe coaste şi 3 — 4 pe intervale.

Răspîndire: A fost întîlnită în Ungaria în Burdigalian şi Helvetian. În baz. extraalpin şi intraalpin al Vienei şi Franţa în Burdigalian, în Italia în Helvetian — Tortonian şi Pliocen.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Chlamys gigas (SCHLOTHEIM)

Pl. V, fig. 1—2, Pl. VI, fig. 1, Pl. VII, fig. 1

1960 *Chlamys gigas* (SCHLOTHEIM) — CSEPREGHY — MEZNERICS — p. 32, pl. 21, f. 56; pl. 22 şi 23, f. 1, 2, pl. 24, f. 1.

Raporturi şi diferenţe: Exemplarele noastre se apropie pînă la identitate de exemplarele figurate şi descrise de autorii citaţi. Se deosebeşte de *Flabellipecten solarium*, prin numărul de coaste mai mic, şi anume 13, unghiul apical mai îngust şi secţiunea transversală a coastelor semicirculară.

Dimensiuni: I=145 mm; L=145.

Răspîndire: A fost întîlnit în Ungaria, în baz. extraalpin (Eggenburg) şi intraalpin al Vienei, în Asia Mică, China de S şi Persia în Burdigalian.

Cuib fosilifer: Coruş şi P. Sălătruc.

Ostrea (*Ostrea*) *frondosa* SERRES

Pl. VII, fig. 4; Pl. X, fig. 8

1955 — Ostrea (Ostrea) frondosa (SERRES) — R. SIEBER — p. 176 (cum. syn.)

Dimensiuni: I=35 mm; L=45 mm.
Răspîndire: Găsită în Burdigalian în baz. Vienei (Eggenburg).
Cuib fosilifer: Coruş.

Ostrea (*Ostrea*) *digitalina* DUBOIS

Pl. IX fig. 1

1955 *Ostrea* (*Ostrea*) *digitalina* DUBOIS — G. MOISESCU — p. VIII, fig. 1—5, pag. 108

Dimensiuni: I=56 mm; L=40 mm.
Răspîndire: Se întîlneşte în depozite Miocene în Europa.
Cuib fosilifer: Coruş.

Institutul Geologic al României

Saxolucina (*Plastomiltha*) *multilamellata* (DESHAYES)
Pl. XI, fig. 2

1911 *Miltha* (*Eomiltha*) *multilamellata* (DESH) — COSSMANN ET PEYROT p. XXVII fig. 3—7.
1955 *Saxolucina* (*Plastomiltha*) *multilamellata* SIEBER pag. 19

Conturul valvei este aproape circular, ramura anterioară a marginei cardinale este concavă, ramura posterioară este aproape dreaptă. Suprafața este acoperită de striuri concentrice fine. Morfologia valvei constă dintr-o depresiune adîncă în partea posterioară și o carenă rotunjită în partea anterioară.

Dimensiuni: L=7 mm; I=8 mm.

Răspîndire: Se găsește în Burdigalianul din Franța de SW și baz. Vienei extraalpin.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Taras rotundatus MONTAGU
Pl. VIII, fig. 5

1960 *Taras rotundatus* MONTAGU — KOIUMDJIEVA — pl. X, fig. 9, p. 34.

Dimensiuni: I=20 mm; L=20 mm.

Răspîndire: Este citată de SACCO din Tongrian pînă în Pliocen în Italia; în baz. Vienei se întîlnește în Burdigalian. În Bulgaria în Tortonian și în baz. Aquitaniei în Helvetian.

Cuib fosilifer: Coruș.

Divaricella (*Lucinella*) *ornata* (AGASSIZ)
Pl. VIII, fig. 3,4

1960 *Divaricella* (*Lucinella*) *ornata* (AGASSIZ) KUIUMDJIEVA, pl. X, fig. 10—11, pag. 35 (cum. syn.)

Dimensiuni: I=13 mm; L=14 mm.

Răspîndire: În Oligocen a fost citată în Italia, în Burdigalian întîlnită în Franța de SW și Austria, în Helvețian în Franța de SW, Austria și Italia, în Tortonian în Austria, R. P. Ungară, R. P. Bulgară și Buituri (R. P. R.).

Cuib fosilifer: Coruș.

Laevicardium kübecki (HAUER)
Pl. VIII, fig. 1,2

1960 *Laevicardium kübecki* (HAUER) P. KTYROKI — p. 144 (cum. syn.)

Este o formă de talie mare cu valve convexe cu contur în formă de inimă. Partea anterioară este rotunjită, partea posterioară este trunchiată. Prezintă pe suprafața externă 32 de coaste radiare. Exemplarele noastre se aseamănă cu cele descrise și figurate de HÖRNES și SCHAFFER.

Dimensiuni: I=70 mm; L=70 mm.

Răspîndire: Este citată în bazinul Vienei extraalpin și intraalpin în Burdigalian.

Cuib fosilifer: Coruș și P. Sălătruc.

Institutul Geologic al României

Cardium (*Ringicardium*) cf. *hians* BROCCHI

1870 *Cardium hians* BROCC. — HÖRNES — pl. 26, fig. 1—5, pag. 181.

1912 *Cardium* (*Ringicardium*) *hians* (BROCCHI) — COSSMANN ET PEYROT pl. XXI, fig. 3,4; pag. 491.

Avem un fragment de cochilie (partea umbonelui). Ornamentaţia cochiliei este formată din 16 coaste ascuţite, din loc în loc cu spini mici rotunjiţi, separate de intervale egale. Între intervale se observă de asemenea o costulă fină.

Răpîndire: Este citată în Helvetianul din bazinul Aquitaniei şi în Burdigalianul şi Helvetianul din bazinul Vienei şi în Burdigalianul inferior în Cehoslovacia.

Cuib fosilifer: Coruş.

Cardium (*Cerastoderma*) *edule commune* MAYER

Pl. VII, fig. 2, 3

1955 *Cardium* (*Cerastoderma*) *edule commune* — SIEBER pag. 182 (cum. syn.)

Cochilia are conturul aproape circular cu marginile anterioară şi inferioară rotunjite, iar marginea posterioară este puţin alungită. Convexitatea cochiliei este maximă în centrul valvei, şi scade uşor spre partea anterioară şi inferioară, iar spre partea posterioară scade mult mai repede. Umbonele este înalt şi prosogir.

Suprafaţa ornamentată cu 25 coaste radiare, rotunjite, separate de şanţuri mai înguste.

Dimensiuni: I=16 mm; L=17 mm.

Răspîndire: Este citată în bazinul Vienei în Burdigalian.

Cuib fosilifer: Coruş şi Sălătruc.

Pitaria (*Callista*) *erycinoides* (LAMARCK)

Pl. IX, fig. 4

1958 *Pitaria* (*Callista*) *erycinoides* (LAM.) L. ERÜNAL — ERENTÖZ pl. 34, fig. 15, pag. 182

Dimensiuni: I=40 mm; L=60 mm.

Răspîndire: În baz. Aquitaniei este citată din Aquitanian pînă în Helvetian, în baz. Vienei şi Gruzia în Burdigalian iar în Italia şi Turcia în Helvetian.

Cuib fosilifer: Coruş şi P. Sălătruc.

Meretrix gigas (LAMARCK)

Pl. X, fig. 1

1958 *Meretrix gigas* (LAM.) — L. ERÜNAL — ERENTÖZ — pl. 35, fig. 2, 3, pag. 185.

Răspîndire: În baz. Aquitanian se întîlneşte în Helvetian, în baz. Vienei în Helvetian şi Tortonian, iar în Turcia în Miocen şi Pliocen.

Cuib fosilifer: Coruş, Coasta cea mare, P. Sălătruc.

Institutul Geologic al României

Venus (*Ventricola*) *multilamella* (LAMARCK)

Pl. IX, fig. 2

1960 *Venus* (*Ventricola*) *multilamella* (LAM.) KOIUMDJIEVA — pl. XVI, fig. 10—11, pag. 51 (cum. syn.)

Raporturi şi diferenţe: Fragmentele de cochilie pe care le avem de la Coruş prezintă caracterele speciei — diferă însă prin lamelele din jurul umbonului, care sînt mai rare la exemplarele noastre.

Răspîndire: Se întîlneşte din Aquitanian pînă în Tortonian.

Cuib fosilifer: Coasta cea Mare, Coruş, P. Sălătruc.

Mactra (*Eomactra*) *basteroti* (MAYER)

Pl. IX, fig. 3

1954 *Mactra* (*Eomactra*) *basteroti* (MAYER) — KOROBKOV — pl. 19, fig. 2, pag. 111.

Dimensiuni: I=11 mm; L=15 mm.

Răspîndire: Este citată în Miocen.

Cuib fosilifer: Coruş.

Solecurtus (*Solecurtus*) *basteroti* (DES MOULINS)

Pl. X, fig. 6, Pl. XI, fig. 1

1960 *Solecurtus* (Solecurtus) basteroti (DESMOUL.) — KOIUMDJIEVA — pl. XI, pag. 7, pag. 37 (cum. syn.)

Dimensiuni: I=15 mm; L=31 mm.

Răspîndire: În baz. Aquitaniei a fost găsită în Aquitanian, Burdigalian şi Helveţian, iar în Tortonian în Austria, Ungaria şi Bulgaria

Cuib fosilifer: Coruş — P. Sălătruc.

Solecurtus (*Zozia*) *antiquatus vindobonensis* MEZNERICS

Pl. X, fig. 7

1960 *Solecurtus* (*Zozia*) *antiquatus* var. *vindobonesis* MEZNER. — KOIUMDJIEVA pl. XI, fig. 8—9 pag. 38 (cum. syn.)

Dimensiuni: I=8 mm; L=17 mm.

Răspîndire: în baz. Vienei în Burdigalian, în Bulgaria în Tortonian.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc-Coruş.

Tellina (*Moerella*) *donacina* LINNÉ

P. X, fig. 5

1955 *Tellina* (*Moerella*) *donacina* LINNÉ — G. MOISESCU — pl. II, fig. 2—3, pag. 79

Dimensiuni: I=11 mm; L=21 mm.

Răspîndire: A fost întîlnită în baz. Aquitaniei în Burdigalian, în baz. Loire în Miocen mediu, în Italia din Helveţian pînă în Pliocen şi la Buituri în Tortonian.

Cuib fosilifer: Sălătruc.

Institutul Geologic al României

Tellina serrata tauroprotensa SACCO

Pl. XI, fig. 2

1956 *Tellina serrata tauroprotensa* (SACCO) — CSEPREGHY — MEZNIRICS — pl. XIV, fig. 14 — 15, pag. 429.

Dimensiuni: I=11 mm; L=16 mm.

Răspîndire: Este citată de SACCO în Italia în Helvetian, iar în Ungaria se întîlneşte în Tortonian.

Angulus (*Peronidia*) *bipartitus* (BASTEROT)

Pl. X fig. 3

1912 *Tellina* (*Peronidia*) *bipartita* (BAST.) — COSSMANN ET PEYROT — pl, VIII, fig. 33—36, p. 241

Dimensiuni: I=6 mm; L=12 mm.

Răspîndire: este citată în Burdigalianul din baz. Aquitaniei.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Angulus (*Peronidia*) *nitidus* (POLI)

1912 *Tellina* (*Peronidia*) *nitida* (POLI) COSSMANN ET PEYROT pl. IX fig. 6,7, pag. 244

Raporturi şi diferenţe: Exemplarul nostru prezintă partea posterioară mai alungită ca la cel figurat de COSSMANN ET PEYROT, se aseamănă însă pînă la identitate cu cel figurat de SACCO.

Dimensiuni: I=15 mm; L=28 mm.

Răspîndire: este citat în Miocen şi Pliocen.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Angulus (*Peronidia*) *planatus* (LINNÉ)

Pl. VI. fig. 3. Pl. XII. fig. 1.

1958 *Tellina planata* (LINNÉ) L. ERÜNAL — ERENTÖZ — pl. 35, fig. 14, p. 191 (cum. syn.)

Raporturi şi diferenţe: Am atribuit acestei specii două valve, a cărei parte posterioară corespunde exact cu descrierea făcută de autorii citaţi. După ornamentaţia care constă din lamele fine concentrice se apropie de var. *lamellosa* figurată de SCHAFFER.

Răspîndire: Se întîlneşte în baz. Aquitaniei în Miocen inferior, în baz. Vienei în Burdigalian-Tortonian, în Italia în Tortonian şi Pliocen, în Turcia în Pliocen.

Cuib fosilifer: Coruş, P. Sălătruc.

Tellina cf. *incarnata* LINNÉ

Pl. X, fig. 2

1889 *Tellina incarnata* (L.) SACCO — pl. 22, fig. 32.

1933 *Tellina incarnata* (L.) SOKOLOV — pl. III, fig. 13—14.

Fragmentul de cochilie pe care îl avem prezintă suficiente caractere pentru a-l atribui acestei specii. Partea posterioară se îngustează treptat sub formă de pană. Marginea posterioară aproape dreaptă, are o uşoară

Institutul Geologic al României

concavitate lîngă umbone, şi se uneşte cu marginea inferioară sub un unghi ascuţit. De la umbone spre partea posterioară se schiţează o carenă rotunjită, iar în continuare spre centrul valvei o slabă depresiune. Suprafaţa este ornamentată cu lamele fine concentrice.

Cuib fosilifer: Coruş.

Capsa lacunosa lacunosa (CHEMNITZ)

Pl. XII, fig. 2

1912 *Capsa lacunosa* COSSMANN ET PEYROT — pl. X, fig. 14—17.

Dimensiuni: I=24 mm; L=30 mm

Răspîndire: A fost citată în baz. Aquitaniei în Burdigalian şi Helvetian (falunele de *Saucats* şi *Salles*) şi în baz. Loire în Miocen mediu.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Capsa lacunosa tumida (BROCCHI)

Pl. XII, fig. 3

1870 *Capsa lacunosa* (CHEM.) — HÖRNES — pl. 9, fig. 1, pag. 91

1910 *Capsa lacunosa* (CHEM.) — var. *tumida* (BROCC.) — SCHAFFER — pl. XLVI, fig. 4,7

Raporturi şi diferenţe. Se deosebeşte de *Capsa lacunosa lacunosa* datorită părţii posterioare care este mai mare, aproape egală cu partea anterioară, iar depresiunea din faţa carenei este mai vizibilă.

Dimensiuni: I=20 mm; L=27 mm.

Răspîndire: În baz. Vienei este citată în Burdigalian.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Panopea menardi DESHAYES

1955 *Panope* (*Panope*) *menardi* — G. MOISESCU — pl. IX, fig. 1, pag. 109 (cum. syn.)

Răspîndire: Se întîlneşte din Aquitanian şi pînă în Tortonian. Este citată în baz. Vienei în Burdigalian.

La noi în ţară se întîlneşte, în bazinele Beiuş, Mehadiei, şi Remeţi, în Tortonian.

Cuib fosilifer: Coruş, P. Sălătruc şi Coasta cea Mare.

Corbula (*Varicorbula*) *gibba* (OLIVI)

Pl. XII, fig. 7

1960 *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* (OLIVI) KOIUMDJIEVA — pl. XXVIII, fig. 7,8 pag. 83 (cum. syn.)

Răspîndire: Este citată din Oligocenul superior.Se întîlneşte şi actual.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Institutul Geologic al României

Corbula (Corbula) basteroti (HÖRNES)

Pl. XII, fig. 6

1955 *Corbula (Corbula) basteroti* — MOISESCU — pl. IX, fig. 6, p. pag. 114 (cum. syn.)

Raporturi și diferențe: Se deosebește de *Corbula carinata* printr-o simetrie mai accentuată.

Dimensiuni: I=6 mm; L=10 mm.

Răspîndire: Se întîlnește în Miocenul mediu din baz. Loire; în baz. Aquitaniei și la Buituri în Tortonian.

Cuib fosilifer: Coruș.

Pholas sp.

Pl. X, fig. 4

Avem un fragment de cochilie la care se observă bine partea anterioară. În centrul valvei se schițează un șanț pornind de la umbone spre marginea inferioară. În partea anterioară valva are o mică suprafață netedă, iar în continuare este ornamentată cu striuri fine oblice, care ajung pînă la șanțul median. Pe aceste striuri se găsesc spini mici slab vizibili. În partea posterioară striurile sînt oblice astfel că în dreptul șanțului median ele fac cu striurile din partea anterioară un unghi obtuz cu deschiderea spre umbone.

Se apropie de specia *Aspidopholas dimidiata* DIY. figurată de SACCO după ornamentația valvei, diferă însă de aceasta prin faptul că exemplarul nostru are la partea anterioară o terminație în formă de pinten.

Cuib fosilifer: Coruș.

Pholadomya alpina rectidorsata HÖRNES

Pl. XII, fig. 5

1870 *Pholadomya rectidorsata* HÖRNES — pl. 4, fig. 3, pag. 53

1910 *Pholadomya alpina* (MATH.) var. *rectidorsata* (HÖRN.) — SCHAFFER, pl. XLV, fig. 1

Raporturi și diferențe: Se deosebește de *Pholadomya alpina alpina* MATH. prin faptul că marginea dorsală este aproape rectilinie.

Răspîndire: În baz. Vienei (extraalpin) a fost citată în Burdigalian.

Cuib fosilifer: Sălătruc.

CLASA GASTEROPODE

Calyptraea sp.

Pl. XIII, fig. 1

Exemplarul de la Coruș este de talie mare, cu cochilie de formă ovală. Unghiul apical este larg de aproximativ 120°, suprafața prezintă striuri de creștere evidente.

Cuib fosilifer: Coruș.

Institutul Geologic al României

Calyptraea chinensis (LINNÉ)

Pl. XIII, fig. 2

1954 *Calyptraea chinensis* (L) — STRAUSZ pl. IX, fig. 175

Răspîndire: Se întîlneşte în Oligocen şi în tot Miocenul din Europa.
Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Natica (*Lunatia*) *catena helicina* BROCCHI

Pl. XIII, fig. 5. 6

1958 *Natica* (*Lunatia*) *catena* (DA COSTA) var. *helicina* (BROCC.) — L. ERÜNAL — ERENTÖZ — pl. VI, fig. 3, p. 42 (cum. syn.)

Răspîndire: Este citată pentru Helvetian în Franţa de Sud, Italia, şi Turcia şi în Tortonian în Polonia şi Buituri.
Cuib fosilifer: Coruş şi P. Sălătruc.

Natica millepunctata LAMARCK

Pl. XIII, fig. 11

1958 *Natica millepunctata* LAM. L. ERÜNAL — ERENTÖZ — pl. V, fig. 4, 6, pag. 38 (cum. syn.)

Răspîndire: în Miocen.
Cuib fosilifer: Coruş.

Polinices (*Neverita*) *olla* (DE SERRES)

Pl. XIII, fig. 10

1960 *Polinices* (*Neverita*) *olla* DE SERRES — KOIUMDJIEVA — pl. XXXIII, fig. 14, pag. 121 (cum. syn.)

Răspîndire: Se întîlneşte din Miocen pînă actual.
Cuib fosilifer: Coruş.

Sinum aquensis (RECLUZ)

Pl. XIII, fig. 7, 8

1919 *Sigaretus aquensis* (RECL.) — COSSMANN ET PEYROT — pl. XII, fig. 47—48

Raporturi şi diferenţe: Sînt forme variabile cu cochilia foarte joasă şi cu ultimul tur de spiră dezvoltat astfel că acoperă aproape în întregime celelalte ture.
Răspîndire: în Burdigalianul din Aquitania şi în Helveţianul din Italia.
Cuib fosilifer: Coruş.

Diloma (*Oxystele*) *orientalis* (COSSMANN ET PEYROT)

Pl. XIII, fig. 3, 4

1955 *Oxystelle orientalis* — G. MOISESCU — pl. X fig. 1, 2, pag. 116 (cum syn)

Răspîndire: În Miocenul din Europa.
Cuib fosilifer: Coruş, P. Sălătruc.

Institutul Geologic al României

Pyramidella (*Pyramidella*) *plicosa* BRONN

Pl. XIV, fig. 10, Pl. XV, fig. 9

1960 *Pyramidella* (*Pyramidella*) *plicosa* BRONN — KOIUMDJIEVA — pl. XXX, fig. 5, pag. 96 (cum. syn.)

1954 *Pyramidella plicosa* BRONN — L. STRAUSZ — pl. II, fig. 36 (cum. syn.)

Sînt forme de talie mică cu cochilie conică formate din ture de spiră cu înălțimea egală cu 1/2 din lățimea turului de spiră. Suturile sînt adînci. Relieful turelor este rectiliniu cu suprafața cochiliei netedă. Apertura este de formă ovală, pe columelă se observă trei pliuri evidente la microscop.

Raporturi și diferențe: exemplarele figurate de HŐRNES au la baza ultimului tur un șanț care la formele noastre și la cele figurate de FRIEDBERG și STRAUSZ nu se observă.

Răspîndire: Este întîlnită în Miocen.

Cuib fosilifer: Coruș și P. Sălătruc.

Turritella (*Haustator*) *vermicularis* (BROCCHI)

Pl. XIV, fig. 5

1954 *Turritella* (*Haustator*) aff. *vermicularis* (BR.) — L. STRAUSZ, pl. I, fig. 14 (cum. syn.)

Sînt forme cu turele de spiră cu 3 cordoane spirale principale dispuse la distanțe egale și cu cordoane fine între ele.

Răspîndire: Se întîlnește în Burdigalian și pînă în Tortorian.

Cuib fosilifer: Coruș și P. Sălătruc.

Turritella turris taurolaevis SACCO

Pl. XIII, fig. 9, Pl. XIV, fig. 4

1958 *Turritella turris* (BAST.) var. *taurolaevis* (SACCO) — L. ERŰNAL — ERENTŐZ. pl. I fig. 16, pag. 12 (cum. syn.).

Prezintă 4 cordoane spirale principale, caracter ce ne-a determinat să atribuim exemplarele noastre acestei varietăți.

Răspîndire: În Italia a fost citată în Helvețian, iar în Turcia în Tortonian.

Cuib fosilifer: Coruș.

Pirenella plicata (BRUGUIÈRE)

1924 *Pirenella plicata* (BRUG.) — COSSMANN ET PEYROT pl. V, fig. 101

§ 1958 *Pirenella plicata* (BRUG.) — R. SIEBER — Pag. 135.

Răspîndire: Citată în baz. Aquitaniei și baz. Vienei în Burdigalian.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Tympanotonus (*Tympanotonus*) *margaritaceum* (BROCCHI)

1870 *Cerithium margaritaceum* (BROCC.) HŐRNES — pl. 42, fig. 9, pag. 404

1958 *Tympanotonus* (*Tympanotonus*) *margaritaceum* (BROCCHI) R. SIEBER. pag. 136

Răspîndire: Este citată în Oligocenul din bazinul Vienei, bazinul Transilvaniei și bazinul Petroșeni, și în Burdigalianul din bazinul Vienei.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Institutul Geologic al României

Euthriofusus burdigalensis (BASTEROT)

Pl. XI, fig. 2; Pl. XIV, fig. 1

1954 *Euthriofusus burdigalensis* (BAST.) — L. STRAUSZ — pl. VIII, fig. 156, pag. 30

Răspîndire: În bazinul Aquitaniei este citată în Burdigalian, în bazinul Vienei în Helveţian, iar în Ungaria în Tortonian.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Tudicla rusticula (BASTEROT)

Pl. XIV, fig. 2

1954 *Tudicla rusticula* (BAST.) L. STRAUSZ — pl. VIII, fig. 157, p. 32 (cum. syn.)

Răspîndire: Găsită în bazinul Aquitaniei în Burdigalian, în bazinul Vienei în Burdigalian, Helveţian şi Tortonian, iar în Polonia şi Ungaria în Tortonian.

Cuib fosilifer: Coruş.

Typhis (*Typhis*) *horridus* (BROCCHI).

Pl. XIV. fig. 11.

1960 *Typhis* (*Typhis*) *horridus* (BROCC.) — KOIUMDJIEVA — pl. XL, fig. 10 pag. 152

Răspîndire: Se întîlneşte în Helveţian în W Franţei şi Italia; în Tortonian în Franţa, Italia, Austria şi Bulgaria.

Cuib fosilifer: Coruş.

Hinia (*Uzita*) *turbinella* (BROCCHI)

Pl. XI, fig. 2; Pl. XIV, fig. 9

1928 *Nassa* (*Telasca*) *turbinella* COSSMANN ET PEYROT — pl. III, fig. 94—95.

1958 *Hinia* (*Uzita*) *turbinella* (BROCCHI) — R. SIEBER pag. 149.

Sînt forme de talie mică cu cochilia din 6 ture de spiră. Ultimul tur de spiră convex, formează mai mult de 1/3 din înălţimea întregii cochilii. Ornamentaţia constă din coaste transversale numeroase rotunjite separate de intervale egale, şi coaste fine, spirale vizibile la microscop. Coastele spirale dispar spre centrul turelor de spiră. În apropierea suturii se observă o coastă spirală iar coastele transversale iau aspect de noduri pe această porţiune. Se aseamănă cu exemplarele figurate de HŐRNES.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Bulia (*Dorsanum*) *baccata* (BASTEROT)

Pl. XIV, fig. 7, 8

1928 *Cyllene* (*Cyllenina*) *baccata*- A. PEYROT — pl. IV, f. 21 — 23, p. 173

Cochilile sînt prost conservate. Primele ture de spiră sînt convexe, înalte, iar ultimul tur de spiră formează jumătate din înălţimea totală a cochiliei.

Ornamentaţia cochiliei constă din două şiruri de noduri spirale. Primul şir sub linia suturală, este format din noduri mici, al doilea şir

Institutul Geologic al României

de noduri sînt mult mai puternice, iar între ele se află o regiune depresionară. Se observă de asemenea coaste fine spirale. Apertura este ovală-alungită, iar canalul sifonal larg şi scurt.

Răspîndire: în bazinul Aquitaniei se găseşte în Burdigalian.

Cuib fosilifer: Coruş, Coasta cea Mare şi P. Sălătruc.

Bulia (*Dorsanum*) *ancillariaeformis* (GRATELOUP)

Pl. XI, fig. 2; Pl. XIV, fig. 6

1856 *Buccimum miocenicum* (MICH.) — HÖRNES — pl. 12, fig. 21.

1882 *Cyllenina ancillariaeformis* (GRAT.) — BELLADRI — pl. X, fig. 17, pag. 162.

1911 *Cyllene ancillariaeformis* (GRAT.) — FRIEDBERG — pag. 106

Cochilia este ovală, cu unghiul apical ascuţit, formată din 6 ture de spiră. Ultimul tur de spiră formează o jumătate din înălţimea cochiliei. Prezintă 10 noduri pe ultimul tur, care se prelungesc cu coaste transversale rotunjite; ele dispar spre baza cochiliei, unde se observă cîteva coaste spirale fine.

Nodurile sînt mai puternice la această formă, în comparaţie cu *Bulia* (*Dorsanum*) *baccata* (BAST.).

Răspîndire: În bazinul Vienei a fost întîlnită în Burdigalian şi Helveţian, iar în Italia şi Polonia în Tortonian.

Ficus conditus (BRONGNART)

Pl. XV. fig. 4, 5

1960 *Ficus* (*Fulguroficus*) *conditus* (BRONG.) — KOICMDJIEVA — pl. XXXVI, fig. 3, pag. 132 (cum. syn.)

Cochilia are coaste transversale întretăiate de coaste spirale mai puternice, formînd o reţea cu ochiuri dreptunghiulare. Datorită acestui caracter am atribuit exemplarele noastre acestei specii.

Răspîndire: În Aquitanian şi Burdigalian este citată în Franţa de SW, în Helvetian în Italia, Austria şi Turcia, iar în Tortonian în Austria.

Cuib fosilifer: Coruş şi P. Sălătruc.

Voluthilites (*Athleta*) *ficulina* (LAMARCK)

Pl. XV, fig. 1,2,3

1958 *Voluthilites* (*Athleta*) *ficulina* (LAM.) — L. ERÜNAL — ERENTÖZ — pl. XII, fig. 19—20, pl. XIII, fig. 1—2, 15, p. 83.

Prin forma cochiliei şi ornamentaţie corespunde diagnozei acestor specii.

Răspîndire: În bazinul Aquitanian se întîlneşte în Miocen inferior, în bazinul Vienei în Miocen mediu, în Italia în Helvetian, iar în Turcia în Helvetian şi Tortonian.

Cuib fosilifer: Coruş.

Institutul Geologic al României

Terebra (Subula) fuscata (BROCCHI)

Pl. XV, fig. 7

1958 *Terebra (Subula) fuscata* (BROCC.) — L. ERŐNAL — ERENTŐZ — pl. XX, fig. 15—16, pag. 125 (cum. svn.)

Răspîndire: Este citată în Miocenul inferior (în bazinul Aquitaniei) şi pînă în Tortonian.

Cuib fosilifer: Coruş.

Terebra neglecta MICHELOTTI

Pl. XV, fig. 6

1955 *Terebra neglecta* (MICH.) — G. MOISESCU — pl. XV, fig. 3,5, pag. 171 (cum. syn.)

Se deosebeşte de *Terebra basteroti*, datorită faptului că îi lipsesc coastele spirale fine.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Genota ramosa (BASTEROT)

Pl. XV, fig. 8

1962 *Genota ramosa* (BAST.)— KECSEMÉTINÉ KORMENDY A. — pl. X. fig. 20 (cum. syn.)

Răspîndire: În bazinul Aquitanian este citată în Burdigalian, în Italia în Helvetian, în Polonia în Tortonian şi în Ungaria în Miocen mediu

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Genota cf. *proavia* BELLARDI

Pl. XVI, fig. 1

1877 *Genota proavia* BELLARDI — pl. III, fig. 1, pag. 84

Raporturi şi diferenţe: Se distinge de *Genota ramosa* prin unghiul apical mai larg, coastele transversale sînt mai numeroase, arcuite spre stînga şi simple.

Prezintă coaste fine spirale evidente şi numeroase.

Răspîndire: Este citată în Miocenul inferior din bazinul Piemont.

Cuib fosilifer: Coruş.

Clavatula (Perrona) jouanneti (DES MOULINS)

Pl XVI, fig. 2

1958 *Clavatula (Perrona) jouanneti* L. ERŐNAL — ERENTŐZ — pl. XV, fig. 15—17, pag. 100 (cum. syn.)

Răspîndire: În bazinul Aquitaniei se întîlneşte din Aquitanian pînă în Helvetian; în Italia, Austria, Polonia şi Turcia în Tortonian.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Institutul Geologic al României

Actaeon semistriatus (FÉRUSSAC)

Pl. XVI, fig. 5

1962 *Actaeon semistriatus* (FÉRUSSAC) — KECSKEMÉTINÉ KORMENDI A. — pl. XI, fig. 5 (cum. syn.)

Această specie are spre baza cochiliei 9 coaste fine spirale.

Răspîndire: În Franța de SW este citat în Burdigalian, în Italia din Helvețian pînă în Pliocen, iar în Ungaria în Miocen mediu.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Actaeon punctulatus (FÉRUSSAC)

Pl. XVI, fig. 3

1897 *Actaeon punctulatus* (FER) — SACCO — p. III, fig. 12, 15, pag. 32.

Raporturi și diferențe: Se deosebește de *Actaeon semistriatus* prin prezența pe ultimul tur, în afara celor 11 costule spirale spre baza cochiliei și 2 lîngă linia de sutură. În plus se observă la microscop, o colorație cromatică sub formă de pete, și coaste transversale rotunjite.

Răspîndire: Este citat în Italia în Helvețian și Tortonian și în Franța de SW în Burdigalian.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Actaeon tornatilis (LINNÉ)

Pl. XVI, fig. 4

1856 *Actaeon tornatilis* (LINNÉ) — HÖRNES — pl. 46, fig. 24

1897 *Actaeon tornatlis* (L.) SACCO — p. III, fig. 3,6, pag. 31

1932 *Actaeon tornatilis* (L.) A. PEYROT — pl. XI, fig. 33—35, pag. 318.

Prezintă pe suprafața cochiliei dungi cromatice, caracter care îl deosebește de celelalte specii.

Răspîndire: în Miocen.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Ringicula auriculata auriculata MENARD

Pl. XVI, fig. 8, 10

1955 *Ringicula auriculata* MENARD — G. MOISESCU — pl. XV, fig. 8, 9, pag. 175

Exemplarele noastre corespund întru totul diagnozei acestei specii.

Răspîndire: din Burdigalian pînă în Pliocen.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc și Coruș.

Ringicula auriculata longominor SACCO

Pl. XVI, fig. 6—7

1897 *Ringicullela auriculata* var. *longominor* — SACCO — pl. I, fig. 16

Raporturi și diferențe: diferă de *Ringicula auriculata auriculata*, datorită faptului că are unghiul apical mai îngust, iar cochilia este mai înaltă.

Răspîndire: SACCO citează această formă în Helvețianul din Italia.

Cuib fosilifer: P. Sălătruc.

Institutul Geologic al României

Oliva (*Neocylindricus*) *dufresnei* BASTEROT

Pl. XVI, fig. 9

1882 *Porphyria Dufresnei* (BAST.) — BELLARDI — pl. 12, fig. 26

1929 *Oliva* (*Neocylindricus*) *dufresnei* (BAST.) — A. PEYROT — pl. XI, fig. 45, 49, p. 376

Prezintă spira mică, ultimul tur lung şi cu o uşoară îngustare spre bază. Testul neted, se observă doar striurile de creştere.

Răspîndire: În Franţa de SW se întîlneşte în Burdigalian şi Helveţian, iar în Italia în Helveţian.

Cuib fosilifer: Coruş.

Dentalium sexangulum SCHRÖTER

Pl. XVI, fig. 11

1958 *Dentalium sexangulum* SCHRÖT. — L. ERÜNAL — ERENTÖZ — pl. XXI, fig. 18—21, pag. 132.

Această specie prezintă 12 coaste principale rotunjite.

Răspîndire: Din Miocen pînă în Pliocen.

Cuib fosilifer: Coruş şi P. Sălătruc.

Dentalium novemcostatum LAMARCK

Pl. XVI, fig. 13

Antale novemcostatum (LAM.) — SACCO (1872—1904), pag. 103—104

Raporturi şi diferenţe: Se aseamănă foarte mult cu *Dentalium sexangulum*, prezintă însă un număr de 11 — 13 coaste, caracter care îl deosebeşte de acesta.

Cuib fosilifer: Coruş, P. Sălătruc.

Dentalium (*Antale*) *vitreum* SCHRÖTER

Pl. XVI, fig. 12

1960 *Dentalium* (*Antale*) *vitreum* SCHRÖT. — KOIUMDJIEVA — pl. LII, fig. 18, pag. 225

Suprafaţa testului la această specie este netedă şi subarcuată.

Răspîndire: În Miocen.

Cuib fosilifer: Coruş.

Primit: *ianuarie 1964.*

BIBLIOGRAFIE

BÁLDI T., KECSKEMÉTI T., NYIRO M. R., DROOGER C. (1961). Neue Angaben zur Grenzziehung zwischen Chatt und Aquitan in der Umgebung von Eger (Nordungarn). *Ann. hist. — natur. Musei Nationalis Hungarici.*

BELLARDI I. (1877—1882). Molluschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria. Parte II. Parte III. Roma.

BOGSCH L. (1962). Einige prinzipielle und praktische Fragen der erdgeschichtlichen Grenzen auf Grund der egerer Fauna. *Ann. Univ. Scientarium.* Tom V. Budapest.

COSSMANN M., A. PEYROT (1909—1926). Conchilyologie néogénique de l'Aquitaine. *Actes de la société linnéenne de Bordeaux.*

Institutul Geologic al României

COSTEA I., BALTEŞ N. (1962). Corelări stratigrafice pe baza microfosilelor Ed. Tehn, Bucureşti.

CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. (1956). A Szobi és Letkési puhatestü Fauna. *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* vol XLV. Budapest.

CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. (1962). Das Problem des „Chatt" — Aquitans in wissenschaftgeschichtlicher Beleuchtung. *Ann. Hist. Natur. Musei Nationalis Hungarici.*

CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. (1960). Pectinidés du néogène de la Hongrie et leur importance stratigraphique. *Mém. de la société géologique de France.* Tom XXXIX, fasc. 15—18, pl. XXXVIII—LXXII; *Mém.* nr. 92, p. 1—58, pl. I—XXXV. Paris.

CTYROKY P. (1960). Fauna svrchniho burdigalu z winterbergu u Skalice na zapadnim Slovensku. Bratislava.

CTYROKY O. (1960). Fauna litoralnich sedimentu spodnihu burdigalu z okoli povazske Bystrice. Bratislava.

CTYROKY O. (1961). Fauna Spodnoburdigalskych slepencu z okoli Chropova na zapadnim Slovensku. *Casopis pro mineralogii a geologii c, 1. rocnik.*

DRAGHINDA I. (1961). Contribuţii la cunoaşterea condiţiilor sedimentare în Bazinul Petroşani (Carpaţii Meridionali). *Asoc, geol. Carpato-Balcanică congr. V. 4—19 sept. Comunicări Ştiinţifice Secţia II stratigrafie* vol. III/1. Bucureşti (1963).

DOLLFUS G. F., DAUTZENBERG PH., Conchyliologie du Miocén moyen du Bassin de la Loire. *Mém. de la Soc. Géol. de France.* 1902—1920.t. XXVII.

ERÜNAL — ERENTÖZ L. (1958). Mollusques du Néogéne des Bassins de Karaman Adana et Hatay (Turquie). Ankara, Seria C nr. 4.

FRIEDBERG W., MIECZAKI. Miocenskie ziem Polskich. Mollusca miocenica Poloniae, Gasteropoda, 1911—1928 t. I. Lamellibranchiata, 1934—1936, t. II.

FLOREI N. (1961). Contribuţii la cunoaşterea faunei miocene de la Zorlenţul Mare (Banat). *Studii şi cercet. de geologie*, 4, tom VI.

GLIBERT M., (1957). Pélécypodes et Gastéropodes du Rupélien supérieur et du Chattien de la Belgique. *Inst. Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Mém.* nr. 137 Bruxelles.

HÖRNES R. Die fossilen Molusken des Tertiärbeckens von Wien. *Abhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt in Wien 1856—1870*, t. II şi IV.

KOCH A. (1900). Die Tertiärbildung des Beckens der siebenbürgischen Landestheile II. Neogene Abtheilung-Budapest.

KOROBKOV I. (1951). A. Molliuski srednego mioţena Marmaroşskoi vpadinî Zakarpatia. Leningrad.

KOROBKOV I. (1954). Spravocinik i metodiceskoe rukovodstvo po treticinîm molliuskam. Leningrad.

KOIUMDJIEVA E. M., B. STRAŞIMIROV (1960). Fosilite na Bulgaria VII. Torton. Sofia.

KECSKEMÉTINÉ KORMENDY A. (1962). Új Molluszka-fajok a várpalotai Középsömiocénből I. Gasteropoda. *Bul. de la Société géologique de Hongrie*, Budapest.

MERKLIN R., L. NEVESKAIA (1955). Apredelitel v. dvustvorcitîi molliuskoi mioţena Turkmenii i zapadnovo Kazahstana. Moscova.

MERKLIN R. (1962). Gorizonti srednei verhneoligoţenovîh otlojenii iuga SSSR. *Dokladî Akademii nauk SSSR.*

MOISESCU G. (1955). Stratigrafia şi fauna de moluşte din depozitele tortoniene şi sarmatiene din reg. Buituri-R. P. R. Ed. Acad. R. P. R.

MÉSZÁROS N. (1959). Cirenele din stratele de Cetate de la Cluj. *Studia Univ. Babeş-Bolyai Seria II* Cluj.

MURGEANU G., SAULEA E., POPESCU GR., MOTAŞ I. C. (1960). Studiul actual al problemelor de stratigrafie a terţiarului în R. P. R. *St. şi cercet. de geol*, 2, tom. V.

Institutul Geologic al României

NITULESCU O. (1936). Contribuţii la cunoaşterea faunei burdigaliene din Coasta cea Mare lîngă Cluj. Cluj.

PAUCĂ M. (1932). Le bassin néogène de Beiuş. *An. Inst. Geol.* Rom. vol. XVII.

POPA ELENA (1960). Asupra prezenţei unor gresii glauconitice cu Pecteni în Stratele de Cornu din Valea Mare. *Studii şi cercet. de geol.* 2, tom V.

POP EMIL (1957). Studiu geologic al bazinului Mehadiei. *An. Com. geol.* vol. XXX. Bucureşti.

POP EMIL (1962). Cercetări geologice în partea de est a Bazinului Petroşeni. *Lucr. Inst. de Mine-Petroşeni.*

RĂILEANU GR. (1952). Cercetări geologice în regiunea Cluj, Apahida, Sic. *D. S. Com. Geol.* Bucureşti, vol XXXIX

RĂILEANU GR. (1955). Burdigalianul de pe pîrîul Sălătruc şi consideraţiuni generale asupra bazinului Petroşeni. *Rev. Univ. „C. I. Parhon" şi a Politehnicii. Bucureşti*, nr. 6,7. Bucureşti.

RĂILEANU GR., PATRALIUS D., MĂRGĂRIT E., CHIVU M., DRAGU V. (1960). Corelarea molaselor cu antracoterii mari din Transilvania şi Bazinul Petroşeni. *Studii şi cercet. de geol.* 2, tom V,

ROGER I. (1939). Le genre Chlamys dans les formations néogènes de l'Europe. Conclusions générales sur la répartitions géographique et stratigraphique des Pectinidés du tertiaire récent. *Mém. sociét. géologique de France.* Mén. 40. Paris.

SACCO J. (1872—1904). Molluschi dei terreni tertiari del Piemonte e della Liguria Roma.

SAULEA E., BĂRBULESCU A. (1957). Contribuţii la cunoaşterea Miocenului din reg. Ţicău Iadara (Bazinul Baia Mare). *Ann. Univ. C. I. Parhon*, Bucureştl 15.

SCHAFFER F. (1910). Das Miocän von Faggenburg. Die Fauna der ersten Mediteranstufe des Wiener Beckens und die geologischen Verhältnisse der Umgebung des Manhertsberges in Niederösterreich. Wien.

SENEŠ J. (1958). Pectunculus Sande und egerer Faunentypus im Tertiar bei Kovačov im Karpatenbecken. Bratislava.

SIEBER R. (1955). Systematische Übersicht de jungtertiären Bivalven des Weiner Beckeni *Ann. des Naturhistorischen Museum in Wien.* Wien.

SIEBER R. (1958). Systematische Übersicht der Jungtertiären Gastropoden des Wiener Berkens.

SOKOLOV M. I. (1933). Rukovodiaşcie iskopaemîe neftenosmîh raionov krîmsko-kavkazkoi oblasti. Tirenskaia terrasa. Moscova.

STRAUSZ L. (1954). Series Palentologica *Geologica Hungarica.* Fasc. 25 Budapest.

ŞURARU N. (1958). Contribuţiuni la cunoaşterea macrofaunei stratelor de Hida. *Studia Univ. Victor Babeş et Bolyai*, t. III.

TUDOR M. (1955). Stratigrafia şi fauna depozitelor tortoniene şi sarmaţiene dintre Jiu şi Olteţ. Ed. Acad. R P R.

VOICU GH. (1954). Cercetări geologice şi micropaleontologice în bazinele Bahna şi Petroşeni *D. S. Com-Geol.* vol. XXXVIII, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Răspîndirea stratigrafică şi geografică a faunei

Răspîndire / Denumirea	Coruş	P. Sălătruc	Oligocen			Aquitanian	
			Italia	B. Petroşeni	B. Transilvaniei	SW. Franţei	Ungaria
1	2	3	4	5	6	7	8
Leda pella elongata ZHIZHCHENCO	+						
Arca (Arca) fichteli DESHAYES	+						
Arca (Arca) fichteli planata SCHAFFER	+						
Arca (Arca) fichteli. elonhatoir SACCO	+	+					
Arca (Arca) diluvii LAMARCK		+					
Arca (Arca) diluvii pertransversa SACCO	+	+					
Glycymeris fichteli (DESHAYES)	+		+				
Glycymeris (Axinea) pilosus deshayesi (MAYER)	+	+					
Modiolus (Modiolus) exbrocchi SACCO		+					
Mytilus haidingeri HÖRNES		+			+		
Pinna (Atrina) pectinata vindabonensis SACCO		+					
Flabellipecten cf. *solarium* (LAMARCK)	+						
Chlamys scabrella (LAMARCK)		+					
Chlamys gigas (SCHLOTHEIM)	+	+					
Ostrea (Ostrea) frondosa SERRES	+						
Ostrea (Ostrea) digitalina DUBOIS	+						
Saxolucina (Plastomiltha) multillamellata (DESHAYES)		+					
Taras rotundatus (MONTAGU)	+					+	+
Divaricella (Lucinella) ornata (AGASSIZ)	+			+			
Laevicardium kübecki (HAUER)	+	+		+			
Cardium (Ringicardium) cf. *hians* BROCCHI	+						
Cardium (Cerastoderma) edule commune MAYER	+	+					
Pitaria (Callista) erycinoides (LAMARCK)	+	+					
Meretrix gigas (LAMARCK)	+	+					
Venus (Ventricola) multilamella (LAMARCK)	+	+					

Institutul Geologic al României

TABEL

burdigaliene de la Coruş şi P. Sălătruc

Burdigalian							Helveţian					Tortonian							
SV. Franţei	Baz. Vienei (extraalpin)	intraalpin	Ungaria	Asia	Italia	U.R.S.S.	SW. Franţei	Bazinul Vienei	Ungaria	Italia	Turcia	Bazinul Vienei	Italia	Ungaria	Bulgaria	Polonia	U.R.S.S.	Turcia	Buituri.
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
								+		+									
	+						+			+	+		+						
	+																		
	+									+									
+	+						+	+					+	+			+		+
	+									+	+			+					
+	+															+			
							+	+				+					+		+
	+						+				+								
								+											
+																			
+	+							+	+			+				+	+		
+	+							+	+	+			+	+					
	+						+												
+	+									+							+		+
+	+						+									+			
+	+						+	+											
	+							+							+				
+	+							+		+			+		+				
	+						+	+		+						+	+		+
+	+							+											
+																			
+	+							+			+								
+								+		+	+	+			+		+		+

Institutul Geologic al României

Răspîndire / Denumirea	Coruş	P. Sălătruc	Oligocen			Aquitanian	
			B. Petroşeni	Italia	B. Transilvaniei	SW. Franţei	Ungaria
1	2	3	4	5	6	7	8
Mactro (*Eomactra*) *basteroti* MAYER	+						
Solecurtus (*Solecurtus*) *basteroti* DES (MOULINS)	+	+				+	
Solecurtus (*Zozia*) *antiquatus vidobonensis* MEZNERICS	+	+					
Tellina (*Moerella*) *donacina* LINNÉ							
Tellina serrata tauroprotensa SACCO		+				+	
Angulus (*Peronidia*) *bipartitus* (BASTEROT)		+				+	
Angulus (*Peronidia*) *nitidus* (POLI)		+				+	
Angulus (*Peronidia*) *planatus* (LINNÉ)	+	+					
Tellina cf. *incarnata* LINNÉ	+	+				+	
Capsa launosa (CHEMNITZ)							
Capsa lacunosa tumida (BROCCHI)		+	+			+	
Panopea menardi (DESHAYES)	+	+					
Corbula (*varicorbula*) *gibba* (OLIVI)		+				+	+
Corbula (*Corbula*) *basteroti* HÖRNES	+	+				+	+
Pholas sp.	+						
Pholadomya alpina rectidorsata HÖRNES		+					
Calyptraea sp.							
Calyptraea chinensis (LINNÉ)	+						
Natica (*Lunatia*) *catena helicina* BROCCHI		+					
Natica millepunctata LAMARCK	+	+				+	
Polinices (*Neverita*) *alla* (DE SERRES)							
Sinum aquensis (RECLUZ)						+	+
Diloma (*Oxystele*) *orientalis* (COSSMANN ET PEYROT)	+					+	
Pyramidella (*Pyramidella*) *plicosa* BRONN	+					+	
Turitella (*Haustator*) *vermicularis* (BROCCHI)	+	+				+	
Pirenella plicata (BRUGUIÈRE)	+	+				+	

Institutul Geologic al României

(continuare)

Burdigalian							Helveţian					Tortonian							
SV. Franţei	Baz. Vienei (extraalpin)	intraalpin	Ungaria	Asia	Italia	U.R.S.S.	SW. Franţei	Bazinul Vienei	Ungaria	Italia	Turcia	Bazinul Vienei	Italia	Ungaria	Bulgaria	Polonia	U.R.S.S.	Turcia	Buituri
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
+	+													+	+				
							+	+		+		+		+	+				
+								+						+	+				
+							+	+		+									+
							+			+									
	+																		
+								+					+						
							+	+				+							
	+						+												
+	+							+		+					+				
+	+						+	+					+						
+							+	+		+		+							+
						+	+	+											+
+						+	+												+
+																			
+																		+	
	+							+			+					+			
	+						+			+									
						+		+			+		+					+	
	+						+	+		+			+						
							+			+						+			+
+								+							+				+
								+						+	+				
+							+	+											

Institutul Geologic al României

Răspîndire / Denumirea	Coruş	P. Sălătruc	Oligocen			Aquitanian	
			Italia	B. Transilvaniei	B. Petroşeni	SW. Franţei	Ungaria
1	2	3	4	5	6	7	8
Tympanotonus (*Tympanotonus*) *margaritaceum* (BROCCHI)		+		+	+		
Euthriofusus burdigalensis (BASTEROT)							
Tudicla rusticula (BASTEROT)	+	+					
Typhis (*Typhis*) *horridus* (BROCCHI)	+						
Hinia (*Uzita*) *turbinella* (BROCCHI)							
Bulia (*Dorsanum*) *baccata* (BASTEROT)	+	+					
Bulia (*Dorsanum*) *ancilbariaeformis* (GRATELOUP)		+					
Ficus conditus (BRONGNART)	+	+	+				
Volutillithes (*Athleta*) *ficulina* (LAMARCK)	+	+				+	
Terebra (*Subula*) *fuscata* (BROCCHI)	+						+
Terebra neglecta (MICHELOTTI)							
Genotia ramosa (BASTEROT)		+					
Genota cf. *proavia* BELLARDI	+	+					
Clavatula (*Perrona*) *jouanneti* (DES MOULINS)							
Actaeon punctulatus (FÉRUSSAC)		+				+	
Actaeon semistriatus (FÉRUSSAC)		+					
Actaeon tornatilis (LINNÉ)		+					
Ringicula auriculata auriculata MENARD	+	+					
Ringicula auriculata longominir SACCO		+					
Oliva (*Neocylindricus*) *dufresnei* BASTEROT	+	+					
Dentalium sexangulum SCHRÖTER	+						
Dentalium novemcostatum LAMARCK	+	+					
Dentalium (*Antale*) *vitreum* SCHRÖTER	+	+					

Institutul Geologic al României

(continuare)

Burdigalian							Helveţian					Tortonian							
SW. Franţei	Baz. Vienei (extralapin)	intraalpin	Ungaria	Asia	Italia	U.R.S.S.	SW. Franţei	Bazinul Vienei	Ungaria	Italia	Turcia	Bazinul Vienei	Italia	Ungaria	Bulgaria	Polonia	U.R.S.S.	Turcia	Buturi
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
+	+																		
										+									
+								+		+				+					
+	+							+		+				+					
−							+	+	+						+				
+										+									
+										+									
+	+							+								+			
+	+										+			+					
+								+		+	+		+						
+							+			+	+								
																		+	+
+								+		+					+	+			
										+			+						
+					+		+			+		+	+			+			
+													+						
+										+						+		+	
							+			+		+							
								+			+			+	+	+			+
+							+						+					+	
													+						
													+						

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

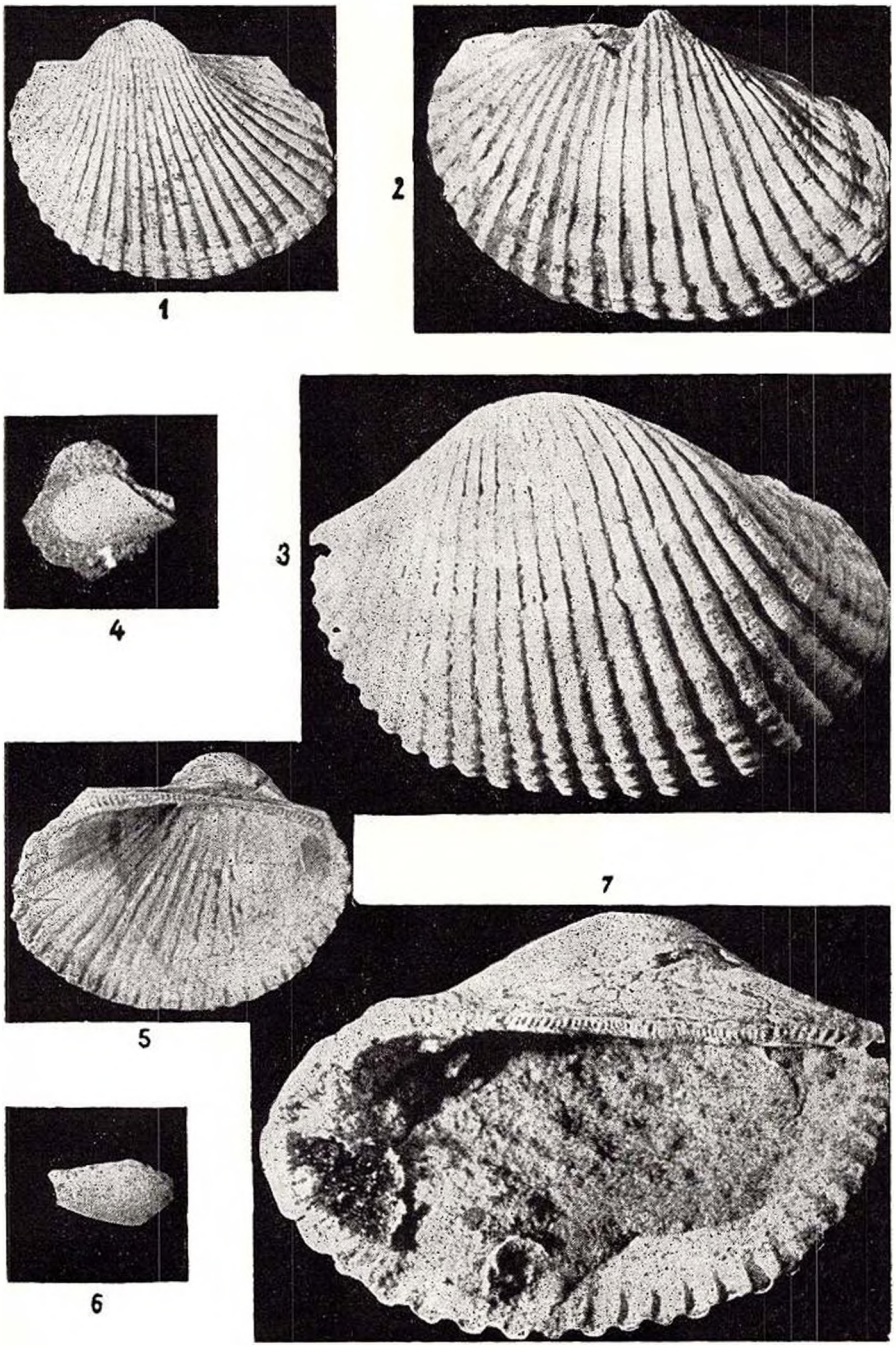
PLANȘA I

Institutul Geologic al României

PLANŞA I

Fig. 1, 5. — *Arca* (*Arca*) *diluvii* LAMARCK × 1, 5 (P. Sălătruc)
„ 2. — *Arca* (*Arca*) *fichteli planata* SCHAFFER XI, 5 (Coruş)
„ 3, 7. — *Arca* (*Arca*) *fichteli* DESHAYES X 1, 5 (Coruş)
„ 4, 6. — *Leda pella elongata* ZHIZHCHENKO X 2 (Coruş)

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANȘA II

Institutul Geologic al României

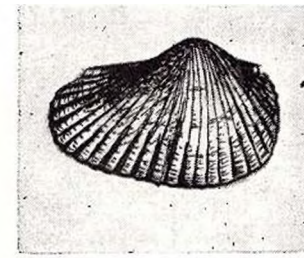
PLANȘA II

Fig. 1. — a, b, c, *Arca* (*Arca*) *fichteli elongatior* SACCO 1. a = X 1, 5 (Coruș)
1 b X ; 1c — x 1, 5 (P. Sălătruc)
Fig. 2. — *Glycymeris fichteli* (DESHAYES) X 1, 5 (Coruș)

Institutul Geologic al României



1a



1b



1c

2



Institutul Geologic al României

PLANȘA III

Institutul Geologic al României

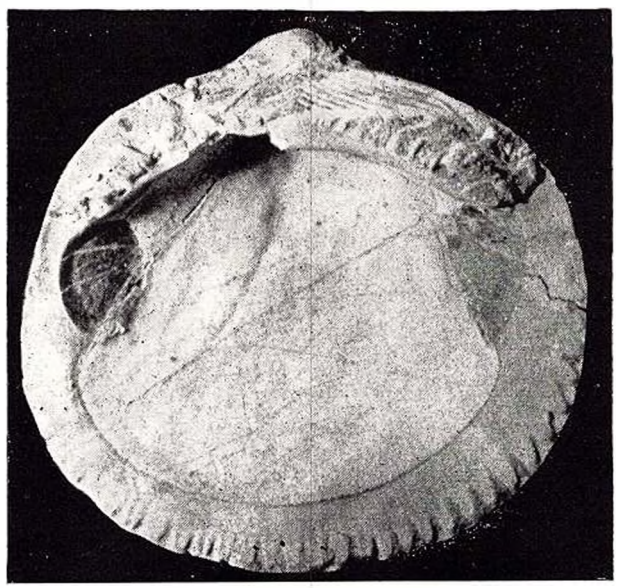
PLANŞA III

Fig. 1, 2. — *Glycymeris fichteli* (DESHAYES)
fig. 1 ... 1, 5 (Coruş)
fig. 2 ... 1, 5 (P. Sălătruc).

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANȘA IV

Institutul Geologic al României

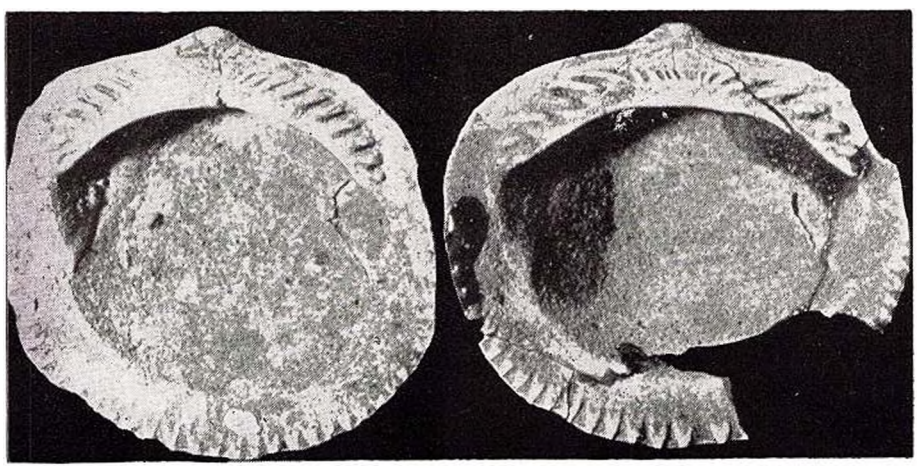
PLANŞA IV

Fig. 1, 3. — *Glycymeris* (*Axinea*) *pilosus deshayesi* (MAYER) X 1, 5 (Coruş).
Fig. 2. — *Glycymeris fichteli* (DESHAYES) X 1, 5 (Coruş).

Institutul Geologic al României



1



3 2

Institutul Geologic al României

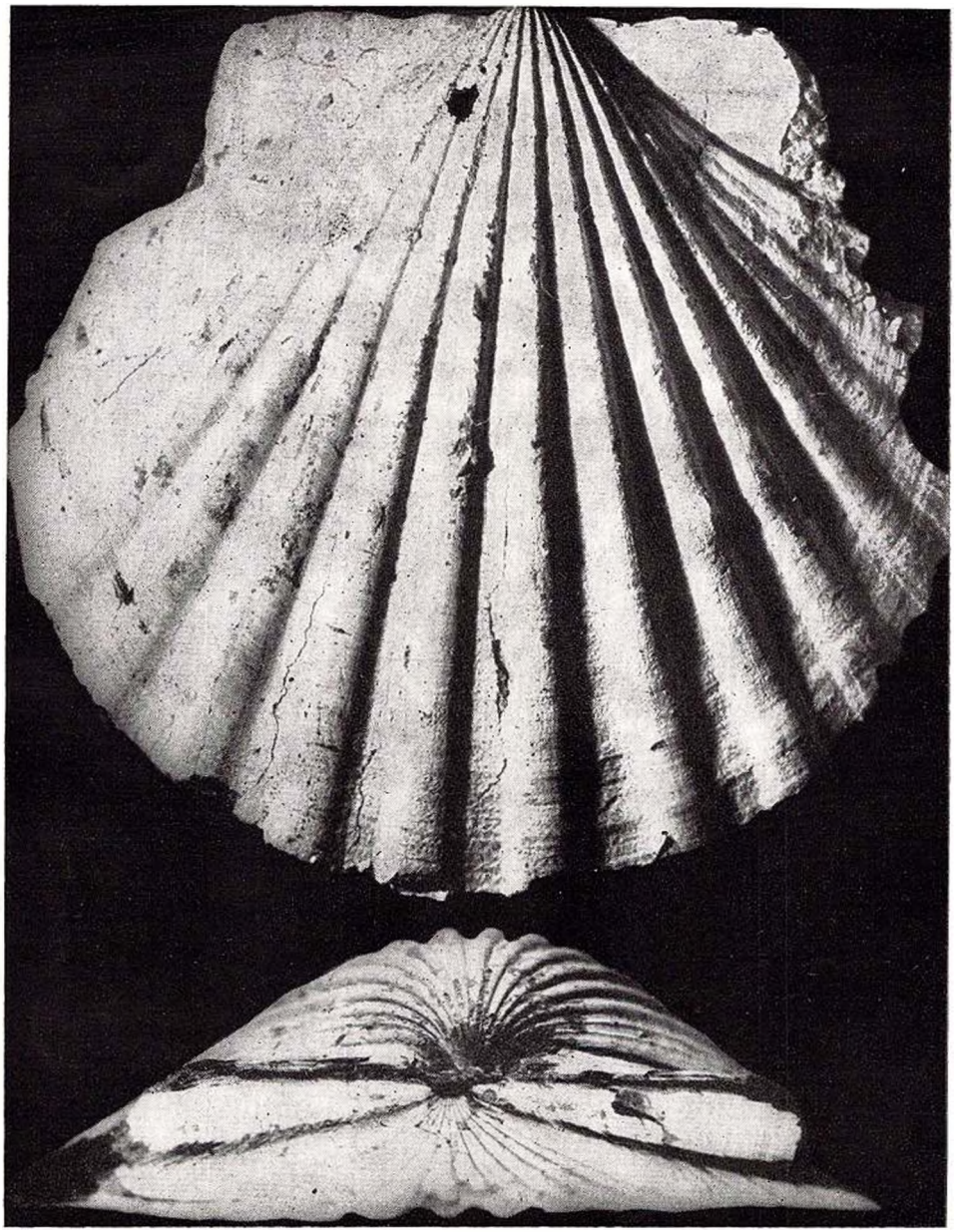
PLANȘA V

Institutul Geologic al României

PLANȘA V

Fig. 1, 2. — *Chlamys gigas* (SCHLOTHEIM) mărime naturală (Coruș).
fig. 1. valva dr.
fig. 2. Privit spre umbone.

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

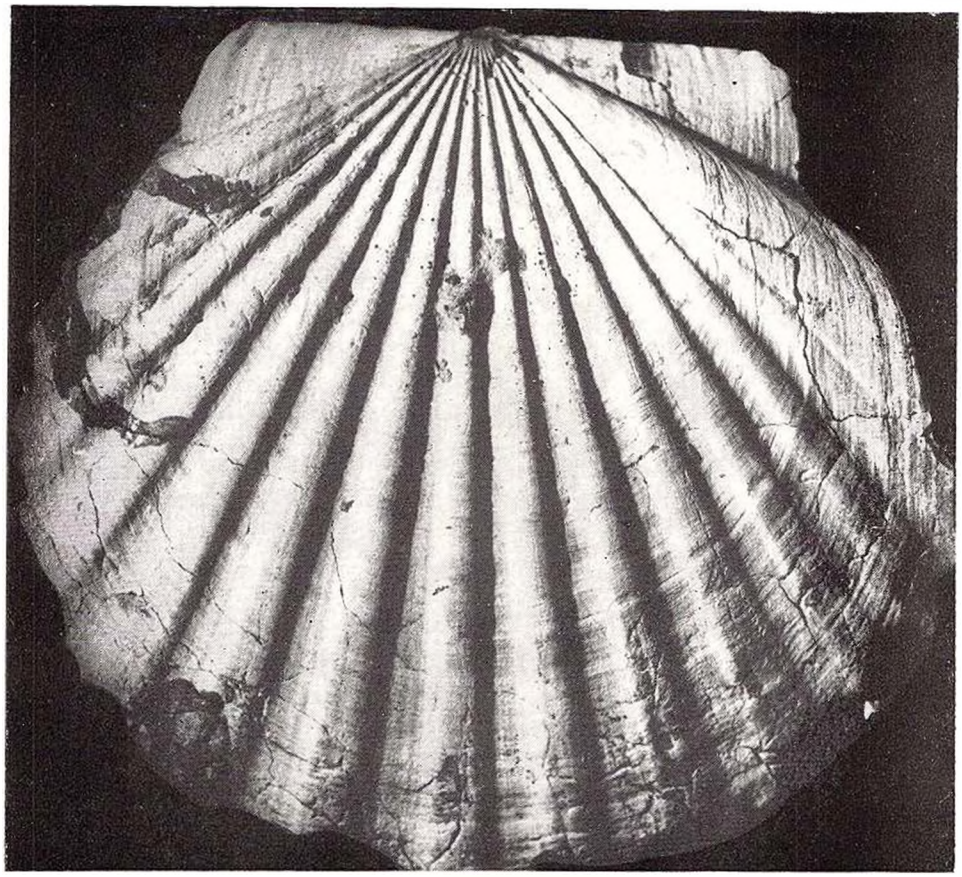
PLANȘA VI

Institutul Geologic al României

PLANŞA VI

Fig. 1. — *Chlamys gigas* (SCHLOTHEIM) 1, 5 v. dr. (Coruş).
Fig. 2. — *Chlamys scabrella* (LAMARCK) X 1, 5 dr. (P. Sălătruc).
Fig. 3. — *Angulus* (*Peronidia*) *planatus* (LINNÉ) mărime naturală (P. Sălătruc).

Institutul Geologic al României



1



2



3

Institutul Geologic al României

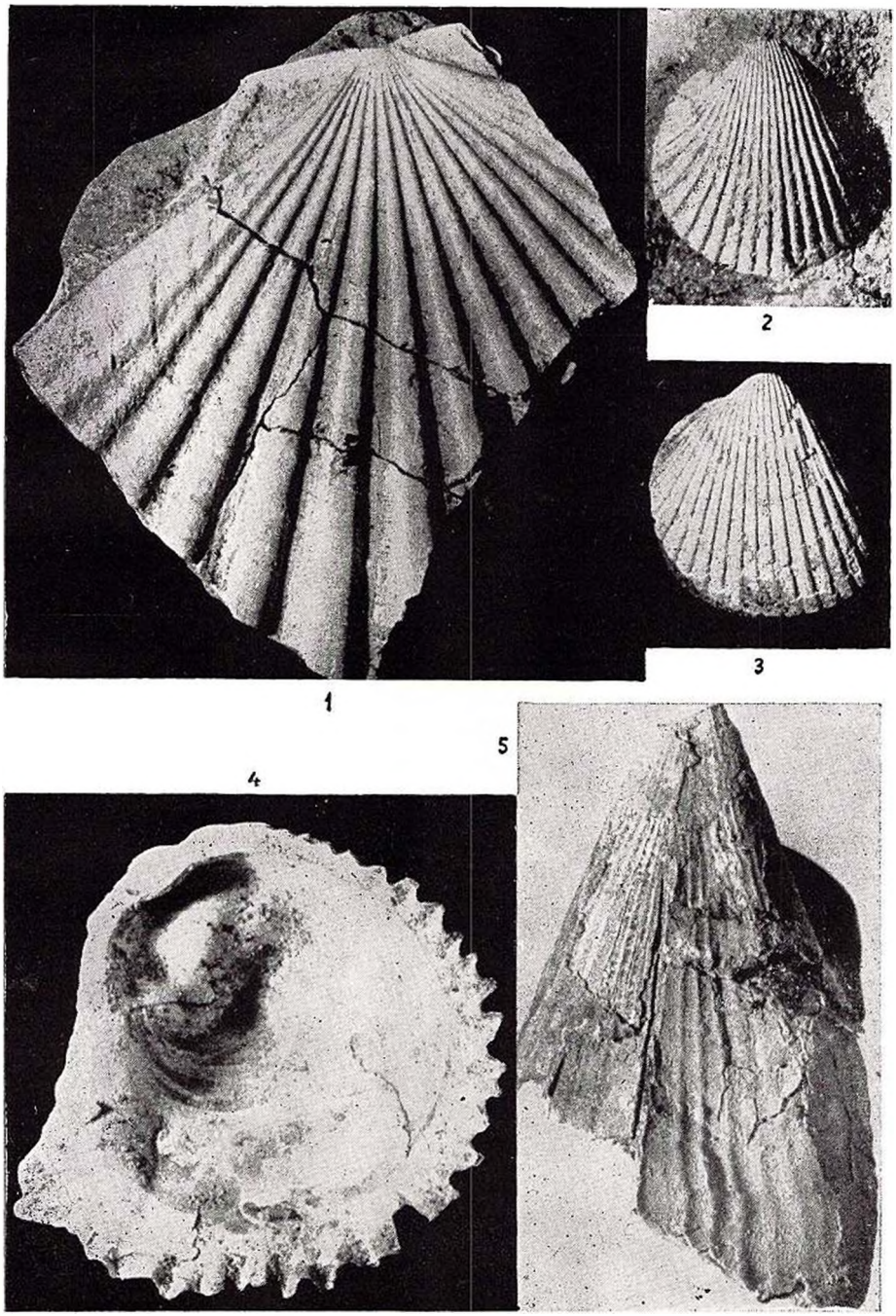
PLANȘA VII

Institutul Geologic al României

PLANŞA VII

Fig. 1. — *Chlamys gigas* (SCHLOTHEIM) X 1, 5 v. st. (P. Sălătruc).
Fig. 2, 3. — *Cardium* (*Cerastoderma*) *edule commune* MAYER X 1, 5 fig. 2 Coruş, fig. 3 P. Sălătruc
Fig. 4. — *Ostrea* (*Ostrea*) *frondosa* DE SERRES X 1, 5 (Coruş)
Fig. 5. — *Pinna* (*Atrina*) *pectinata vindobonensis* SACCO X 1, 5 (P. Sălătruc)

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

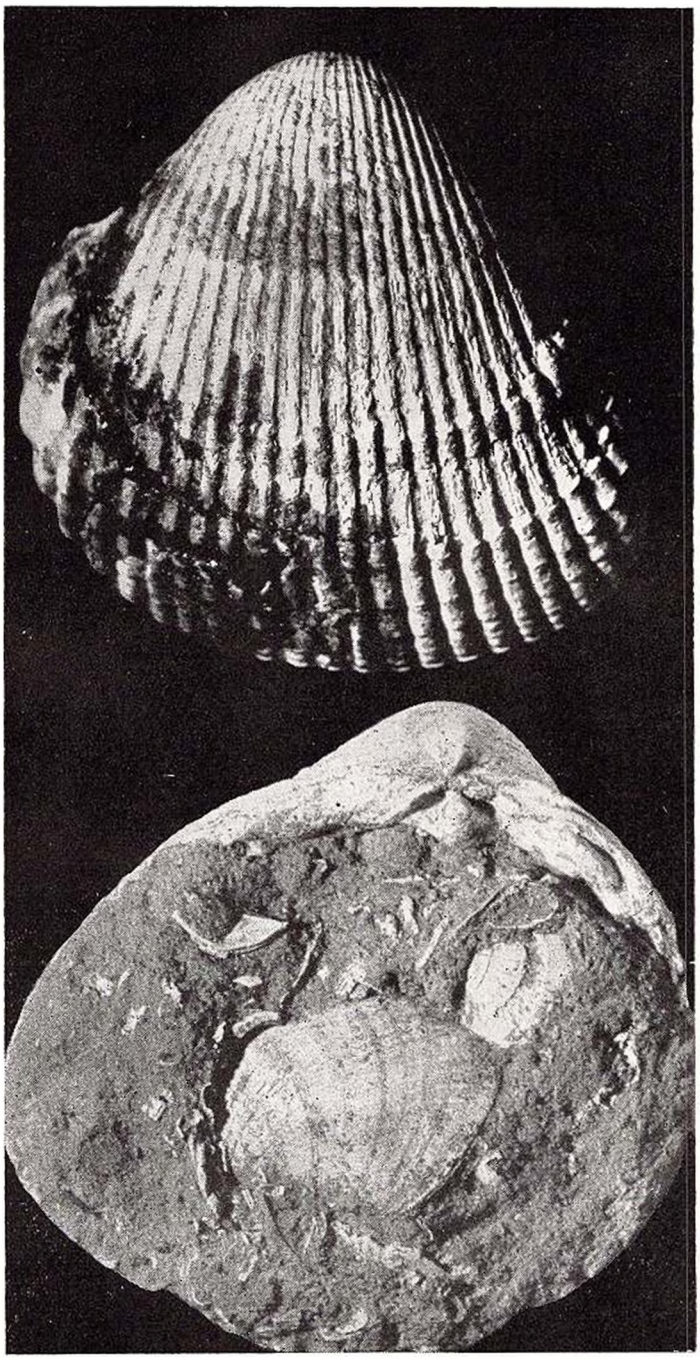
PLANȘA VIII

Institutul Geologic al României

PLANȘA VIII

Fig. 1, 2. — *Laevicardium kübecki* (HAUER) 5 (Coruș) mărime naturală
Fig. 3, 4. — *Divaricella* (*Lucinella*) *ornata* (AGASSIZ) X 1, 5 (Coruș)
Fig. 5. — *Taras rotundatus* (MONTAGU) X 1, 5 (Coruș)

Institutul Geologic al României



1



3



4

2



5

Institutul Geologic al României

PLANȘA IX

Institutul Geologic al României

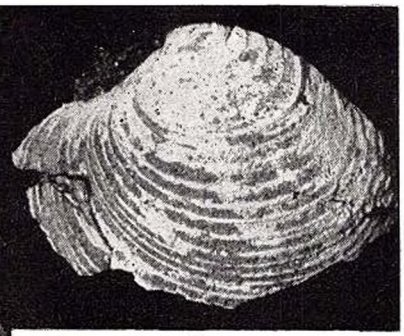
PLANŞA IX

Fig. 1. — *Ostrea* (*Ostrea*) *digitalina* DUBOIS X 1, 5 (Coruş)
Fig. 2. — *Venus* (*Ventricola*) *multilamella* (LAMARCK) X 2 (Coruş)
Fig. 3. — *Mactra* (*Eomactra*) *basteroti* MAYER X 2 (Coruş)
Fig. 4. — *Pitaria* (*Callista*) *erycinoides* (LAMARCK) X 1, 5 (Coruş)

Institutul Geologic al României



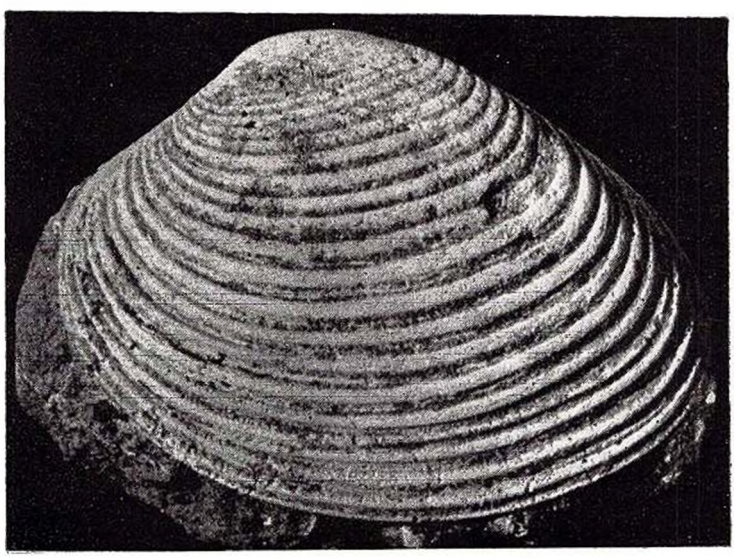
1



2



3



4

Institutul Geologic al României

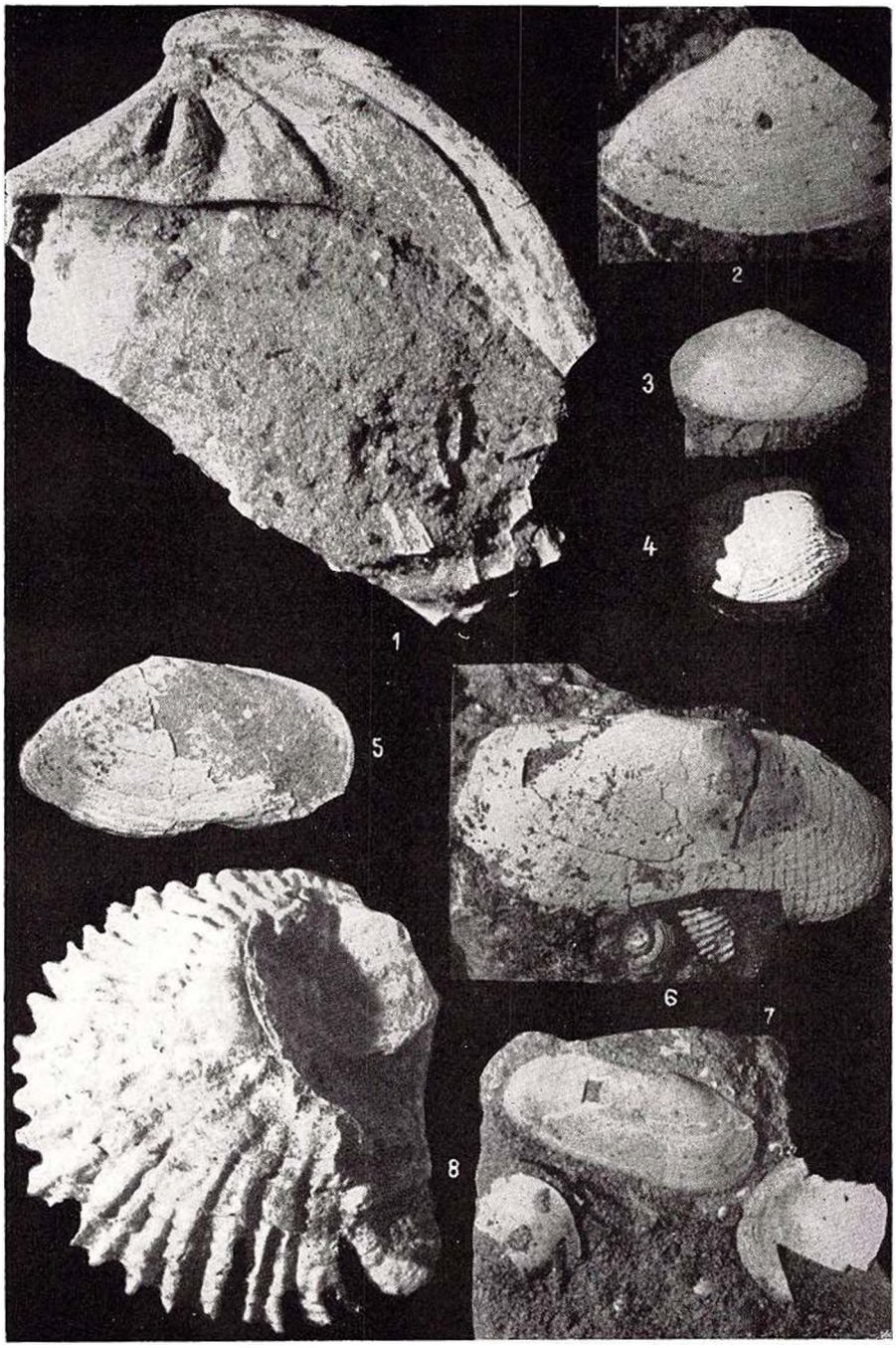
PLANȘA X

Institutul Geologic al României

PLANŞA X

Fig. 1. — *Meretrix gigas* (LAMARCK) X 1, 5 (Coruş)
Fig. 2. — *Tellina* cf. *incarnata* LINNÉ X 2 (Coruş)
Fig. 3. — *Angulus* (*Peronidia*) *bipartitus* (BASTEROT) 2 X 2 (P. Sălătruc)
Fig. 4. — *Pholas* sp. X (2 (Coruş)
Fig. 5. — *Tellina* (*Morella*) *donacina* LINNÉ X 2 (P. Sălătruc)
Fig. 6. — *Solecurtus* (*Solecurtus*) *basteroti* (DES MOULINS) X 2 (Coruş)
Fig. 7. — *Solecurtus* (*Zozia*) *antiquatus vindobensis* MEZNERICS 2 (P. Sălătruc)
Fig. 8. — *Ostrea* (*Ostrea*) *frondosa*) DE SERRES X 1, 5 (Coruş)

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

PLANȘA XI

Institutul Geologic al României

PLANŞA XI

Fig. 1. — Nisip uşor cimentat cu *Solecurtus* (*Zozia*) *antiquatus vindobonensis* MEZNERICS 2 X (P. Sălătruc)

Fig. 2. — Nisip cu *Telina serrata tauroprotensa* SACCO, *Saxolucina* (*Plastomiltha*) *multilamellata* (DESHAYES) (formă tînără), *Arca sp.*, *Eulhriofusus burdigalensis* (BASTEROT) *Bulia* (*Dorsanum*) *ancillariaeformis* (GRATELOUP) şi *Hinia* (*Uzita*) *turbinella* (BROCCHI) X 1, 5 P. Sălătruc.

Institutul Geologic al României



1



2

Institutul Geologic al României

PLANŞA XII

Institutul Geologic al României

PLANȘA XII

Fig. 1. — *Angulus* (*Peronidia*) *planatus* (LINNÉ) X 1, 4 (Coruș)
Fig. 2. — *Capsa lacunosa acunosa* (CHEMNITZ) X 1, 5 (P. Sălătruc)
Fig. 3. — *Capsa lacunosa tumida* (BROCCHI) X 1, 5 (P. Sălătruc)
Fig. 4. — *Modiolus* (*Modiolus*) *exbrocchi* (SACCO) X 1, 5 (P. Sălătruc)
Fig. 5. — *Pholadomya alpina rectidorsata* HÖRNES X 1, 5 (P. Sălătruc)
Fig. 6. — *Corbula* (*Corbula*) *basteroti* HÖRNES X 2 (Coruș)
Fig. 7. — *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* (OLIVI) X 1, 5 (P. Sălătruc)

Institutul Geologic al României



1



2



4



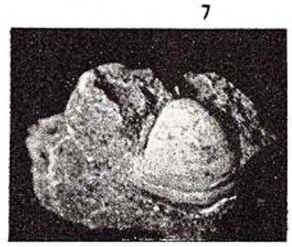
3





6

7



Institutul Geologic al României

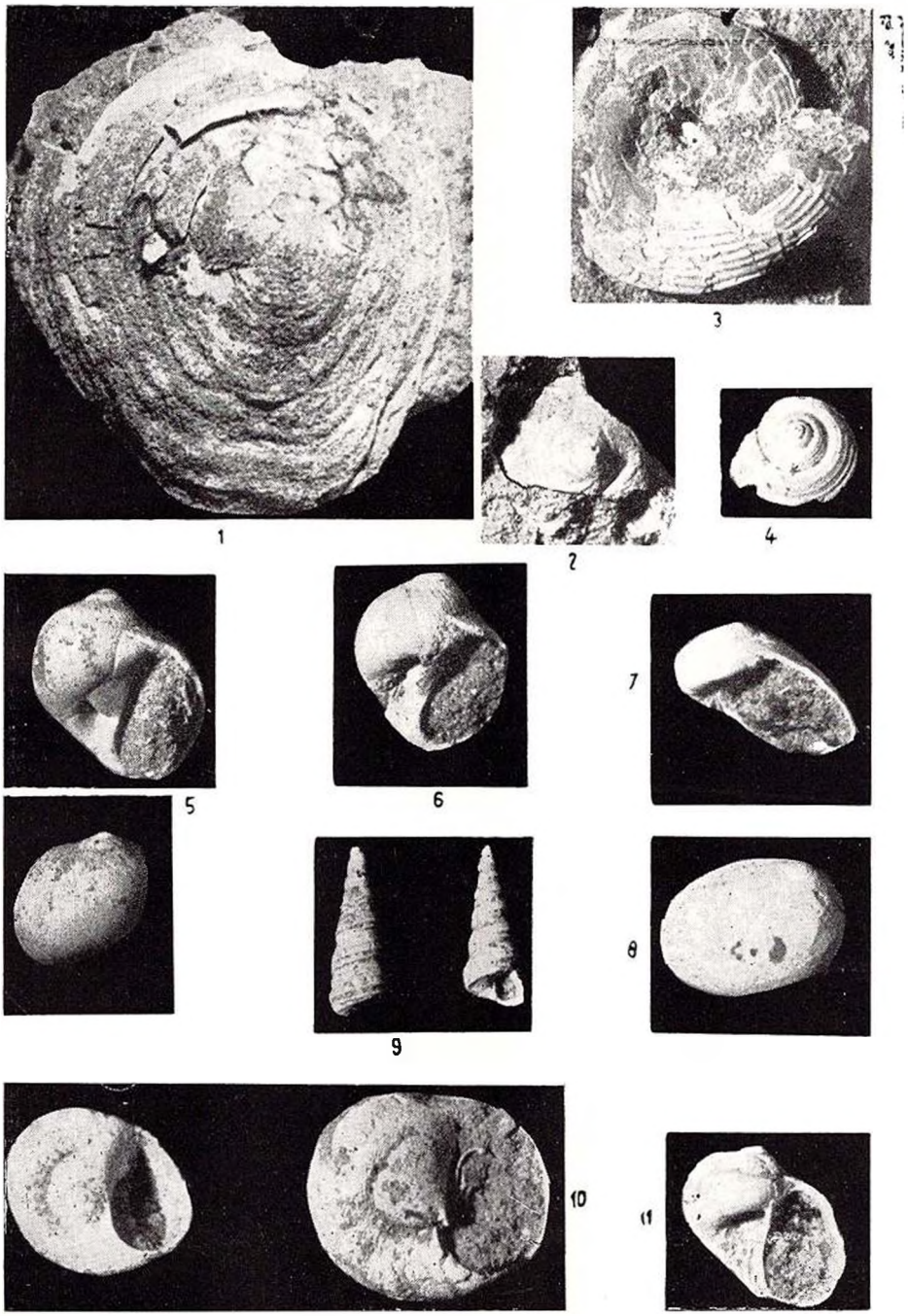
PLANȘA XIII

Institutul Geologic al României

PLANŞA XIII

Fig. 1. — *Calyptraea* sp. X 1,5 (Coruş)
Fig. 2. — *Calystraea chinensis* (LINNÉ) X 1, 5 (P. Sălătruc)
Fig. 3, 4. — *Diloma* (*Ozystele*) *orientalis* (COSSMANN ET PEYROT) 1, 5 Fig. 3 — Sălătruc — Fig. 4 — Coruş
Fig. 5, 6. — *Natica* (*Lunatia*) *helicina* BROCCHI X 1, 5; fig. 5 — P. Sălătruc; fig. 6 — Coruş
Fig. 7, 8. — *Sinum aquensis* (RECLUZ) X 1, 5 (Coruş)
Fig. 9. — *Turritella turris taurolaevis* SACCO SX 1, 5 (Coruş)
Fig. 10. — *Polinices* (*Neverita*)*olla* (DE SERRES) X 1, 5 (Coruş)
Fig. 11. — *Natica millepunctata* LAMARCK X 1, 5 (Coruş)

Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

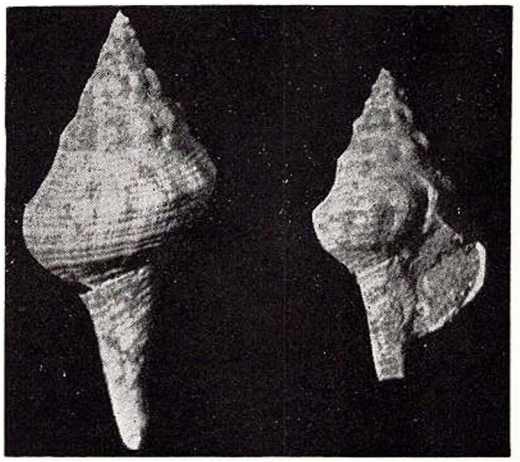
PLANȘA XIV

Institutul Geologic al României

PLANŞA XIV

Fig. 1. — *Euthoriofusus burdigalensis* (BASTEROT) X 2 (P. Sălătruc)
Fig. 2. — *Tudicla rusticula* (BASTEROT) X 1, 5 (Coruş)
Fig. 3. — *Turritella* (*Haustator*) *vermicularis* (BROCCHI) *mărime naturală* (Coruş).
Fig. 5. — *Turritella* (*Haustator*) *vermicularis* (BROCCHI) X 2 (P. Sălătruc).
Fig. 4. — *Turritella turris taurolaevis* SACCO X 1, 5 (Coruş).
Fig. 6. — *Bulia* (*Dorsanum*) *ancillariaeformis* (GRATELOUP) X 1, 5 (P. Sălătruc)
Fig. 7, 8 — *Bulia* (*Dorsanum*) *baccata* (BASTEROT) X 1, 5.
Fig. 7 — P. Sălătruc; fig. 8 — Coruş.
Fig. 9. — *Hinia* (*Uzita*) *turrbinella* (BROCCHI) X 1, 5 (P. Sălătruc)
Fig. 10. — *Pyramidella* (*Pyramidella*) *aplicosa* BRONN X 9 (P. Sălătruc).
Fig. 11. — *Typhis* (*Tyhpis*) *horridus* (BROCCHI) X 2 (Coruş).

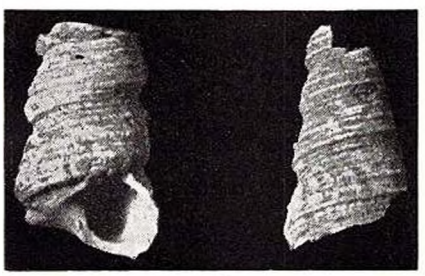
Institutul Geologic al României



1



2

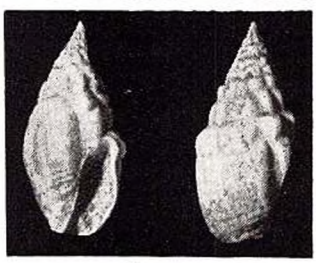


5



4





6



7



8



9

10



11



Institutul Geologic al României

PLANȘA XV

Institutul Geologic al României

PLANŞA XV

Fig. 1, 2, 3. — *Voluthilithes* (*Athleta*) *ficulina* (LAMARCK) C, 5 (Coruş).
Fig. 1 X 1, 2.
Fig. 4, 5. — *Ficus conditus* (BRONGNART) X 1, 5 (Coruş).
Fig. 6. — *Terebra neglecta* MICHELOTTI X 2 (P. Sălătruc).
Fig. 7. — *Terebra* (*Subula*) *fuscata* (BROCCHI) (Coruş).
Fig. 8. — *Genotia ramosa* (BASTEROT) X 2 (P. Sălătruc).
Fig. 9. — *Pyramidella* (*Pyramidella*) *plicosa* BRONN X 9 (Coruş).

Institutul Geologic al României



1



2



3



4



5



6





8

9



Institutul Geologic al României

PLANŞA XVI

Institutul Geologic al României

PLANȘA XVI

Fig. 1. — *Genota cf. proavia* BELLARDI X 2 (Coruș).
Fig. 2. — *Clavatula* (*Perrona*) *jouanneti* (DES MOULINS) X 1, 5 (P. Sălătruc).
Fig. 3. — *Actaeon punctulatus* (FÉRUSSAC) X 9 (P. Sălătruc).
Fig. 4. — *Actaeon tornatilis* (LINNÉ) X 9 (P. Sălătruc).
Fig. 5. — *Actaeon semistriatus* (FÉRUSSAC) X 9 (P. Sălăstruc).
Fig. 6, 7. — *Ringicula auriculata longominor* SACCO X 9, (P. Sălătruc).
Fig. 8, 10. — *Ringicula auriculata auriculata* MENARD X 9 (Coruș, P. Sălătruc).
Fig. 9. — *Oliva* (*Neocylindricus*) *dufresnei* BASTEROT X 2 (Coruș).
Fig. 11. — *Dentalium sexangulum* SCHRÖTER X 1, 5 (Coruș)
Fig. 12. — *Dentalium* (*Antale*) *vitreum* SCHRÖTER X 1, 5 (Coruș).
Fig. 13. — *Dentalium novemcostatum* LAMARCK X 1, 5 ((Coruș).

Institutul Geologic al României


1


2


3


4

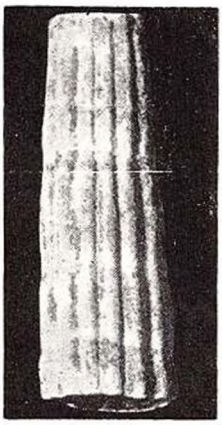

5


6


8


7


9


13


10


11


12

Institutul Geologic al României

ÉTUDE COMPARATIVE SUR LA FAUNE BURDIGALIENNE DU BASSIN TRANSYLVAIN ET DU BASSIN DE PETROŞENI

PAR

GR. RĂILEANU, V. NEGULESCU

(Résumé)

Les formations burdigaliennes, établies sur des bases paléontologiques apparaissent dans le NW du Bassin Transylvain.

Les premières données sur le Burdigalien et la faune burdigalienne des Couches de Coruş reviennent à A. KOCH et les chercheurs qui lui ont succédé ont accepté à l'unanimité son point de vue puisque les Couches de Coruş contiennent une faune spécifique et sont comprises dans une succession stratigraphique concluante.

En général, les couches de Coruş sont transgressives sur les couches de Valea Almaşului (Oligocène supérieur — Aquitanien), reposant sur les termes plus anciens de l'Oligocène, voire même de l'Éocène. Elles supportent les couches de Chechiş et de Hida (Helvétien) et parfois le Tuf de Dej (Tortonien).

Elles sont représentées par des sables blancs, légèrement micacés, à gravier bien roulé, surmonté par des grès faiblement cimentés, très friables, disposés en bancs de 1 à 2 m d'épaisseur, tandis qu'à la partie supérieure elles supportent des marnes sableuses et des sables jaunâtres ou blanchâtres.

La faune récoltée par nous dans la région où affleurent les couches de Coruş est représentée par : *Chlamys gigas, Flabellipecten solarium, Meretrix gigas, Pitaria (Callista) erycinoides, Glycymeris fichteli, Glycymeris (Axinea) pilosus deshayesi, Laevicardium kübecki, Arca (Arca) fichteli, Arca (Arca) fichteli planata, Arca (Arca) fichteli elongatior, Tellina planata, Taras rotundatus, Corbula (Corbula) basteroti, Dentalium sexangulum, Bulia d'orsanum baccata, Turritella (Haustator) vermicularis, Ficus conditus, Ringicula auriculata auriculata*, etc.

Nos recherches ont mis en évidence une situation similaire dans le Bassin de Petroşeni. C'est ici, que GR. RĂILEANU (1950) par suite d'une étude détaillée des formations de Pîrîul Sălătruc, a identifié

Institutul Geologic al României

les premiers éléments fauniques du type de Coruş (*Chlamys gigas*, *Glycymeris fichteli*, etc) attribuant à ces dépôts l'âge burdigalien.

Ultérieurement, I. DRĂGHINDĂ (1961) sans étudier la faune renfermée dans ces formations, les considère d'âge tortonien. D'après les recherches effectuées dans l'Est du Bassin de Petroşeni, dans les dépôts considérés burdigaliens, les auteurs ont établi la succession suivante :

Marnes calcaires, en base, de couleur violacé-verdâtre à prédominance de *Turritella* ;

Grès sableux, violacé-verdâtres, à *Cerithium* (*Potamides*) *plicatum* ;

Grès calcaires, violacé-verdâtre, durs, à *Chlamys gigas*, *Corbula* (*Variocorbula*) *gibba*, *Glycymeris fichteli*, *Mytilus haidingeri* ;

Marnes et argiles violacé-verdâtres à *Turritella* ;

Conglomérats à éléments de quartz, bien roulés ;

Argiles sableuses verdâtres à intercalations de grès et de schistes charbonneux ;

Sables jaunâtres, faiblement cimentés à la partie supérieure, contenant : *Pholadomya alpina rectidorsata*, *Euthriofusus burdigalensis*.

La faune de Mollusques — contenue dans ces dépôts — constitue de vraies lumachelles comme dans les Couches de Coruş ; cette faune est représentée par : *Chlamys gigas*, *Meretrix* cf. *gigas*, *Pitaria* (*Callista*) *erycinoides*, *Glycymeris fichteli*, *Laevicardium kübecki*, *Pholadomya alpina rectidorsata*, *Arca* (*Arca*) *fichteli elongatior*, *Arca* (*Arca*) *diluvii*, *Tellina planata*, *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba*, *Bulia* (*Dorsanum*) *baccata*, *Euthriofusus burdigalensis*, *Turritella* (*Haustator*) *vermicularis*, *Ficus conditus*, *Tympanotonus* (*Tympanotonus*) *margaritaceum*, *Mytilus haidingeri* etc.

Basés sur l'étude effectuée et sur une comparaison lithologique et faunique entre les formations miocènes de Pîrîul Sălătruc (Bassin de Petroşani) et celles des Couches de Coruş (Bassin Transylvain) les auteurs ont précisé que la formation de Sălătruc (comprenant la faune décrite) est synchronique avec les Couches de Coruş d'âge burdigalien.

Ce fait est fondé sur les 22 espèces de Mollusques communes pour les deux régions. Parmi les formes qui attestent l'âge burdigalien, citons : *Laevicardium kübecki*, *Glycymeris fichteli*, *Chlamys gigas*, *Pholadomya alpina rectidorsata*.

Quoique, certaines espèces décrites aient une circulation plus large sur la verticale, leur fréquence est maximum au Burdigalien, par exemple : *Meretrix gigas*, *Pitaria* (*Callista*) *erycinoides*, *Arca* (*Arca*) *fichteli*, *Euthriofusus burdigalensis*.

Soulignons également la présence des espèces *Tympanotonus* (*Tympanotonus*) *margaritaceum* et *Mytilus haidingeri*, formes oligocènes-aquitaniennes associées aux formes citées plus haut. Par contre, d'autres formes telles : *Arca* (*Arca*) *diluvii*, *Glycymeris* (*Axinea*) *pilosus deshayesi*, *Venus* (*Ventricola*) *multilamella* etc. apparaissent à ce moment et continuent avec une fréquence plus grande au cours des périodes ultérieures. D'autres

Institutul Geologic al României

espèces, telles : *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba*, *Divaricella* (*Lucinella*) *ornata* *Ficus conditus*, apparues pendant l'Oligocène, ont continué au Burdigalien et plus tard même au Pliocene et au Récent.

Par conséquent, le Burdigalien représente un intervalle de temps qui marque l'extinction des formes oligocènes et l'apparition de celles miocènes, renfermant, toutefois, nombreux éléments propres.

L'analogie faunique mène à la conclusion qu'autant les couches de Cornu que les formations de Pîrîul Sălătruc représentent une nouvelle étape dans l'évolution de ces bassins, étape située au Burdigalien.

Reçu : janvier 1964

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CONSIDERAŢII ASUPRA STRATIGRAFIEI, GENEZEI ŞI STRUCTURII FORMAŢIUNILOR CRISTALOFILIENE DIN CARPAŢII MERIDIONALI CENTRALI (REGIUNEA RĂŞINARI—CISNĂDIOARA—SADU)

DE

MARCELA DESSILA-CODARCEA

Abstract

On the Stratigraphy, the Genesis and the Structure of Crystalline Formations in Central Southern Carpathians (Răşinari-Cisnădioara-Sadu Region). In order to explain the geological history of Southern Carpathians, the last few years complex geological investigations have been carried out in the Olt pass zone (Răşinari-Cisnădioara—Sadu region).

Stratigraphic, petrographic and tectonic studies allowed the identification of the nature of the premetamorphic material as well as the grouping of various types of cristalline schists, into unitary complexes from lithological and metamorphic viewpoint, corresponding to certain well-defined stages of the evolution of pre-Cambrian geosynclines. The determination of plant remains in one of the crystalline schists complex, led to the dating of the corresponding series by means of paleontological data, suggesting considerations on the last phases of folding and metamorphism preceding Alpine history.

Finally, based on reference data, correlations with other series of crystalline schists of the Carpathian Arch have been made, completing the scheme of the paleotectonic evolution of Southern Carpathians.

Am început studiul geologic al formaţiunilor cristalofiliene care constituie Carpaţii meridionali centrali în anul 1958 în regiunea Răşinari-Cisnădioara, extinzînd cercetările în anul 1959 pînă în valea Sadului.

În anii următori am continuat studiul masivelor muntoase care constituie Carpaţii meridionali centrali, începînd din valea Lotrului (bazi-

Institutul Geologic al României

nul văii Boului) şi progresînd treptat spre N pînă în valea Uria a Cîinenilor.

În scopul descifrării mai complete a istoriei geologice a acestei porţiuni din arcul carpatic, am abordat studiul formaţiunilor cristalofiliene într-un mod complex, atît din punct de vedere stratigrafic, cît şi din punct de vedere metamorfic-facial şi structural.

Datele existente referitoare la regiunea Răşinari-Cisnădioara-Sadu se pot sistematiza în două categorii principale : aceste categorii corespund la două etape importante ale procesului de cunoaştere a constituţiei petrografice şi a structurii geologice a masivelor cristaline din Carpaţii meridionali.

Lucrările cele mai vechi, provenind de la M. J. ACKNER, FR. v. HAUER şi G. STACHE, E. A. BIELTZ, K. MOECKEL şi A. VENDL, în care s-a adunat o serie de informaţii mineralogice şi petrografice, reprezintă prima etapă, caracterizată printr-o acumulare cantitativă de date. A doua etapă este caracterizată prin apariţia unor lucrări de sinteză, în care se discută problemele tectonice ale Carpaţilor meridionali (A. STRECKEISEN,, ŞT. GHIKA-BUDEŞTI, L. PAVELESCU).

Cercetările geologice foarte amănunţite efectuate în regiunea Răşinari—Cisnădioara—Sadu, completate cu date obţinute în urma extinderii studiilor în regiunile Brezoi—Călineşti—Robeşti—Cîineni, au adus puncte de vedere noi în ceea ce priveşte istoria geologică a acestei porţiuni a arcului carpatic.

Prin studii minuţioase microscopice am căutat să descifrăm natura materialului premetamorfic; astfel, prin considerarea aspectelor structurale, texturale şi a compoziţiei mineralogice a rocilor, am încercat să stabilim natura materialului sedimentar, vulcano-sedimentar şi vulcanic din care a rezultat fiecare tip de şist cristalin.

Considerarea relaţiilor dintre diferitele tipuri de şisturi cristaline au condus la gruparea lor în complexe unitare din punct de vedere litofacial.

Stabilirea semnificaţiei fiecărui complex în evoluţia geosinclinală a decurs în mod logic, în acord cu ideile cele mai avansate referitoare la această problemă.

Final, prin considerarea poziţiei, fiecărei serii, am căutat să descifrăm în mod dialectic istoria geologică a regiunii studiate. Am stabilit astfel la această porţiune a Carpaţilor meridionali existenţa mai multor drame geologice care s-au succedat începînd din timpuri foarte vechi (arhaice?) pînă în preajma erei mesozoice [1]).

Deoarece evoluţia paleotectonică a Carpaţilor meridionali centrali a făcut deja obiectul unei lucrări mai restrînse (1962), vom aduce numai unele precizări, insistînd în deosebi asupra punctelor de vedere noi puse în evi-

[1]) Am întrebuinţat termenul de „dramă" geologică într-un sens mai restrîns decît îl utilizează uneori H. TERMIER şi G. TERMIER, dramele geologice puse în evidenţă în regiunea defileului Oltului corespunzînd unor epoci tectonice, care de fapt însumate constituie „drama ante-alpină" a unei mari părţi a Carpaţilor romîneşti.

Institutul Geologic al României

dență în cadrul studiului geologic și petrografic al regiunii Rășinari-Cisnădioara-Sadu, în ceea ce privește geneza unora dintre seriile sau complexele cristalofiliene, date care ne-au ajutat la elucidarea semnificației lor în evoluția geosinclinală.

Trebuie să remarcăm de asemenea că datele pe care le posedăm în prezent ne permit să aducem și precizări cu caracter geocronologic. Urme organice care au fost determinate au condus la stabilirea vîrstei unora din seriile cristalofiliene puse în evidență în regiunea defileului Oltului, fapt care ne permite să facem considerații asupra ultimelor faze de cutare și metamorfism anterioare istoriei alpine.

În sfîrșit, pe baza datelor din literatură, vom încerca să facem unele corelații cu alte serii cristalofiliene care intră în constituția arcului carpatic, întregind schema evoluției paleotectonice a Carpaților de sud.

În lucrările anterioare am propus ca ipoteză de lucru o coloană stratigrafică, compusă din serii cristalofiliene, bine caracterizate, după cum am arătat, atît în ceea ce privește compoziția materialului premetamorfic cît și gradul proceselor de metamorfism general, care au avut ca rezultat transformarea acestui material în șisturi cristaline.

Cu această ocazie am remarcat de asemenea că reconstituirea unei succesiuni stratigrafice complete a fost destul de dificilă din cauza caracterului foarte tectonizat al regiunii studiate.

În urma considerării datelor celor mai noi obținute în regiunea Rășinari-Cisnădioara-Sadu propunem următoarea coloană stratigrafică:

Seria de Măgura: complexul gnaiselor granitoide, complexul gnaiselor leucocrate, complexul gnaiselor blastodetritice.

Seria de Sadu: complexul micașisturilor cu granați și staurolit, complexul ritmic de Cîrlige.

Seria de Valea Muntelui: complexul ofiolitic, complexul ritmic.

Seria de Rîușorul Cisnădioarei: complexul șisturilor cu porfiroblaste de albit, complexul șisturilor clorito-albitice.

Seria de Sibișel: complexul șisturilor amfibolice, complexul șisturilor cu magnetit, complexul calcaros, complexul grafitos.

Seria de Rășinari: complexul cuarțitelor blastodetritice, complexul șisturilor cuarțoase clorito-sericitice.

Seria de Măgura. În evoluția geologică a regiunii studiate seria de Măgura reprezintă termenul cel mai vechi. Această serie prezintă dezvoltări caracteristice în masivul Măgura Cisnădioarei. Ea a fost regăsită și în partea vestică a regiunii în fundamentul seriei de Sibișel. Menționăm de asemenea prezența ei constantă în regiunea de la W de defileul Oltului.

Pe teren seria de Măgura este foarte monotonă, fiind constituită aproape exclusiv din roci cu caracter gnaisic. Studiile minuțioase microscopice pun însă în evidență aspecte foarte variate și interesante.

În primul rînd trebuie să menționăm prezența unor roci granitoide de compoziție granodioritică-cuarțdioritică, cu aspecte caracteristice în ceea ce privește relațiile dintre componentele mineralogice principale. Studiul microscopic al unui număr mare de gnaise aparținînd seriei de Măgura ne-a permis să urmărim transformarea rocilor granitoide în gnaise granitoide

Institutul Geologic al României

cu textură uşor orientată prin fenomene de cataclazare, laminare şi recristalizare. Astfel am putut să constatăm că partea bazală a seriei de Măgura prezintă un caracter iniţial granitoid, reprezentînd un fundament mai vechi de roci granitoide, care au suferit un fenomen de gnaisificare în timpul unei vechi etape de metamorfism general.

Aspecte deosebite prezintă de asemenea şi gnaisele cuarţoase. Aceste gnaise apar destul de constant în seria de Măgura, fiind caracterizate prin prezenţa unor lentile sau fîşii scurte de cuarţ de dimensiuni milimetrice sau centimetrice, cu aspect mozaicat, înglobate într-o mesostază predominat feldspatică. Recristalizarea completă a acestor roci face foarte dificilă stabilirea caracterului materialului premetamorfic; aspecte structurale, texturale şi paragenezele ar indica o derivare a acestor gnaise din roci eruptive cu caracter porfiric.

În constituţia seriei de Măgura intră de asemeni gnaise leucocrate mărunt granulare sau lineare şi gnaise rubanate constituite din fîşii centimetrice de gnaise aplitice şi gnaise mărunte biotitice. Aceste tipuri de gnaise sînt caracterizate prin parageneze care se deosebesc prin prezenţa feldspatului potasic şi un procent foarte mic de minerale micacee. Ele pot fi considerate drept curgeri de lave acide sau intercalaţii de tufuri.

Un aspect deosebit pus în evidenţă pentru prima dată în regiunea Răşinari-Cisnădioara-Sadu este reprezentat prin gnaisele blastodetritice. Aspectele blastodetritice, marcate prin apariţia unor lentile de dimensiuni psefitice sau psamitice, constituite din agregate cuarţo-plagioclazici, plagioclazice, mai rar cuarţoase, indică proveniența acestor roci prin dezagregarea rocilor granitoide din fundament.

Gnaisele oculare se întîlnesc foarte frecvent în seria de Măgura, ele reprezentînd caracteristica ei principală.

Aspecte oculare se remarcă în diferite tipuri de gnaise care constituie seria de Măgura, mai frecvent apar însă în pachetele de gnaise leucocrate.

Studiul microscopic amănunţit al acestor gnaise, cît şi a formaţiunilor cristalofiliene care le înglobează, pune în evidenţă un fapt foarte interesant; întotdeauna aspectele oculare apar, în pachetele de gnaise care conţin iniţial feldspat potasic, putîndu-se urmări diferitele aspecte de creştere blastică şi de mobilizare a microclinului.

Dezvoltarea amplă a gnaiselor oculare în Carpaţii meridionali a condus la formularea unui important număr de ipoteze care caută să rezolve problema genezei acestor formaţiuni. Este interesant de remarcat că în general a fost pusă în evidenţă incompatibilitatea, în unele cazuri foarte evidentă, a acestor roci cu formaţiunile cristalofiliene cu care sînt asociate în ce priveşte chimismul lor şi uneori gradul de metamorfism (A. STRECKEISEN, 1934; L. PAVELESCU, 1955). Majoritatea autorilor au căutat să explice realităţile puse în evidenţă prin cercetări de teren admiţînd caracterul eruptiv (M. REINHARD, 1910; K. MOECKEL, 1918; O. SCHMIDT, 1930; A. VENDL, 1932; A. STRECKEISEN, 1934), migmatic (ŞT. GHIKA-BUDEŞTI, 1940; L. PAVELESCU, 1955) sau metasomatic (R. DIMITRESCU, sub tipar) al acestor roci.

Institutul Geologic al României

Trebuie să subliniem de la început că pachetele de gnaise micacee și gnaise oculare apar în regiunea defileului Oltului între formațiuni cristalofiliene foarte diferite în ceea ce privește constituția mineralogică, chimismul și gradul de metamorfism. În urma stabilirii unei succesiuni stratigrafice a șisturilor cristaline care constituie regiunea Rășinari-Cisnădioara-Sadu, aplicabilă în urma extinderii cercetărilor geologice și spre S în regiunea defileului Oltului, este foarte greu de admis că fenomene atît de importante de injecție sau metasomatoză s-au produs concomitent sau chiar periodic în enorma stivă de șisturi cristaline care constituie Carpații meridionali centrali, începînd din bază pînă în partea superioară.

Cercetările efectuate în regiunea Rășinari—Cisnădioara—Sadu au dovedit, după cum am mai arătat, că aspectele oculare nu apar niciodată în pachetele de gnaise în care feldspatul potasic lipsește. Astfel, formarea gnaiselor oculare in situ pe seama unui material preexistent, caracterizat printr-un chimism potasic, reprezentat fie prin roci granitoide și arenitele formate pe seama lor, fie eventual prin curgeri de lave acide și tufuri, apare destul de clar, ca un fenomen de diferențiere metamorfică.

Asociația gnaiselor oculare cu șisturi cristaline foarte diferite în ce privește compoziția lor și gradul de metamorfism este explicată logic prin admiterea existenței unui fundament gnaisic vechi, peste care s-au așternut transgresiv serii mai noi cutate și metamorfozate ulterior.

Considerarea relațiilor dintre diferitele tipuri de roci descrise mai sus ne-a permis separarea a trei complexe caracteristice :

Complexul gnaiselor granitoide, constituit din roci granitoide, gnaise granitoide, gnaise cuarțoase și intercalații sporadice de gnaise oculare.

Complexul gnaiselor leucocrate, caracterizat prin predominanța gnaiselor lineare, gnaiselor oculare și în măsură mai mică a gnaiselor rubanate.

Complexul gnaiselor blastodetritice, alcătuit din alternanțe ritmice cu caracter predominant arcozian, cu structuri blastodetritice tipice spre partea superioară a complexului, care încep să se șteargă spre partea bazală, datorită intensificării fenomenelor de recristalizare.

În evoluția geologică a regiunii, seria de Măgura apare legată strîns prin constituția ei de procesele magmatice, dinamice, diastrofice ale unui fundament foarte vechi, înecat în urmă într-un înveliș molasic reprezentat prin rocile detritogene ale seriei.

Seria de Sadu apare în regiunea studiată în extremitatea ei estică. Șisturi cristaline aparținînd foarte probabil acestei serii constituie de asemenea fundamentul seriei de Valea Muntelui, în regiunea Rășinarilor. Această serie este constitută din două complexe : complexul ritmic de Cîrlige și complexul micașisturilor cu granat și staurolit. De această serie se mai leagă și un complex amfibolitic, a cărui poziție nu este încă suficient de clară.

Complexul amfibolitic. Amfibolitele constituie un complex foarte bine individualizat și caracteristic. Studiul relațiilor acestor amfibolite cu complexul micașisturilor cu granat și staurolit, completat cu numeroase

Institutul Geologic al României

date de laborator, dovedește că problema genezei și a poziției amfibolitelor în evoluția geologică a regiunii este foarte complicată.

Macroscopic, amfibolitele prezintă aspecte foarte variate în ceea ce privește granulația, structura și textura rocilor.

Studiul microscopic a pus încă în evidență compoziții mineralogice și aspecte destul de uniforme: amfibolul este de tipul ferrohastingsitului iar oligoclazul conține 20—25% An. Rocile prezintă aspecte pavimentoase și texturi masive adesea laminate. Rocile biotitice, care apar asociate intim cu amfibolitele, conțin granați idiomorfi și staurolit, înglobați într-o mesostază oligoclazică pavimentoasă.

Toate aceste observații conduc la admiterea caracterului eruptiv al acestui complex. Texturile și structurile rocilor indică o consolidare lentă, contrastînd în mod vădit cu micașisturile cu granați și staurolit, cristalizate sub stres.

Complexul micașisturilor cu granați și staurolit este foarte monoton, fiind constituit din micașisturi faneroblastice; granații și staurolitul ating uneori dimensiuni de 1 cm. Acest complex a rezultat prin metamorfozarea unor sedimente aleuropelitice argiloase.

Complexul ritmic de Cîrlige este format din alternanțe decimetrice sau centimetrice de gnaise, cuarțite micacee și micașisturi. Remarcăm prezența unor lentile sau fîșii de cuarț, mai rar a pegmatitelor.

În evoluția geologică a regiunii, seria de Sadu reprezintă depozitele unui geosinclinal foarte vechi.

Caracterul acestui geosinclinal nu a putut fi stabilit deoarece această serie prezintă o dezvoltare restrînsă în regiunea studiată. Complexul micașisturilor cu granat și staurolit reprezintă o formațiune pelitică de adîncime mai mare, depusă probabil într-o perioadă de vacuitate a geosinclinalului, complexul ritmic prezintă un caracter destul de pregnant flișoid, putînd fi considerat ca o formațiune de umplutură a geosinclinalului.

Formațiunile acestui geosinclinal au fost cutate și metamorfozate la nivelul faciesului almandin-amfibolitic, subfaciesul staurolit-cuarț.

Complexul amfibolitic, deși prezintă aparent o poziție bazală, nu se poate încadra din punct de vedere metamorfic în schema de evoluție a dramei Sadu. Ultimele revizuiri ne face să-l considerăm rezultat în urma pătrunderii ulterioare a magmei bazice între șisturile cristaline, care au recristalizat îndeosebi atunci cînd au fost înglobate în magmă, sub formă de enclave, (rocile biotitice cu granat și staurolit).

Seria de Valea Muntelui este situată în partea vestică a regiunii Rășinari, prezentînd o dezvoltare caracteristică în bazinul Văii Muntelui. Această serie este constituită din două complexe: un complex ofiolitic prezentînd o poziție bazală și un complex ritmic superior.

Complexul ofiolitic, este constituit din roci amfibolice, roci gabbroide și roci peridotitice, prezentînd un caracter evident stratificat.

Relațiile observate pe teren între aceste trei grupe de roci ne-au permis să le paralelizăm cu cele trei zone caracteristice complexelor de acest tip, puse în evidență de J. H. BRUNN, în masivul Vurinos din Grecia (J. H. BRUNN, 1956).

Institutul Geologic al României

Zona bazală este constituită din roci ultrabazice. Ele apar sub forma unor lentile alungite, constituite din învelișuri concentrice de compoziție diferită. Învelișurile exterioare sînt alcătuite dintr-o alternanță de roci biotito-amfibolice, de serpentine apoperidotitice, apopiroxenitice și roci tremolito-actinolitice. Porțiunile interioare sînt formate din roci peridotitice, wehrlite, piroxenite, care prezintă uneori în partea centrală a lentilei separații dunitice. Roci filoniene mărunte de compoziție bazică și ultrabazică străbat neregulat porțiunile centrale ale lentilelor, în timp ce învelișurile exterioare sînt scrăbătute de filoane de plagioclazite.

Trecerea spre zona mediană nu se face brusc, ci prin intermediul unor alternanțe ritmice de roci peridotitice, gabbroide, meladioritice și șisturi biotito-amfibolice.

Zona mediană este constituită preponderent din gabbrouri și flasergabbrouri rubanate, care alternează ritmic cu roci melanocrate biotito-amfibolice. Rocile acestei zone sînt caracterizate prin aspecte predominant orientate, datorită recristalizării lor sub acțiunea metamorfismului general.

Zona superioară a complexului ofiolitic este caracterizată prin predominanța rocilor amfibolice. Această zonă este constituită dintr-o alternanță ritmică de diferite tipuri de amfibolite și șisturi biotito-amfibolice. Rocile care constituie această zonă sînt caracterizate printr-o șistozitate mai pronunțată și un caracter stratificat mai accentuat. Fenomenele de recristalizare s-au manifestat aici mai intens, încît aspectul eruptiv al rocilor inițiale a fost aproape complet șters.

Rocile zonei superioare sînt străbătute de filonașe și vinișoare subțiri de plagioclazite.

Problema formării complexelor ofiolitice este o problemă foarte mult dezbătută.

Studiul mineralogic și petrografic al complexelor de acest tip nu a putut soluționa decît unele laturi ale acestei probleme. Abordarea studiului pe teren a relațiilor dintre diferitele tipuri de roci de către cercetători minuțioși ai realităților geologice, completate cu studii de laborator, a adus date noi și interesante pentru rezolvarea apariției complexelor ofiolitice (J. H. BRUNN, 1956).

Un merit deosebit în rezolvarea acestei probleme îl are J. H. BRUNN, care a studiat un cortegiu de roci de acest tip în masivul Vurinos din Grecia în condiții ideale, neafectat de transformările produse de metamorfismul general. Acest autor a subliniat asociația intimă a faciesurilor efuzive și a rocilor grăunțoase, a pus în evidență cele trei zone ale cortegiilor ofiolitice, a dovedit existența zonelor de tranziție dintre ele, a insistat asupra caracterului lor stratificat și ritmic. Subliniind caracterul unitar al cortegiilor ofiolitice, admite existența unei singure revărsări submarine de magmă simică pe un fundament cratonizat, explicînd stratificația și ritmicitatea prin diferențierea și cristalizarea masei magmatice între acest fundament și crusta scoriacee doleritică de la suprafață, prin reacții continue între fazele solide și cele lichide. Variațiile de compoziție ale rocilor și prezența peridotitelor a fost explicată prin acumularea gravitațională

Institutul Geologic al României

a mineralelor fero-magneziene pe fundamentul solid, iar zonalitatea prin sărăcirea treptată a magmei reziduale în Mg şi apoi în Fe şi îmbogăţirea ei în Al, Si, Ca, (J. H. BRUNN, 1956).

Studiind relaţiile dintre diferitele tipuri de roci care constituie masivul de roci ultrabazice, bazice şi intermediare de pe Valea Muntelui, am remarcat o vădită asemănare cu zonalitatea caracteristică pusă în evidenţă de J. H. BRUNN în masivul Vurinos. Ridicînd voalul metamorfismului general, care de fapt a afectat mai mult zona superioară, premetamorfic-microgrăunţoasă-microlitică (doleritică), transformînd-o în diferite tipuri de amfibolite şi şisturi biotito-amfibolice, am reuşit să reconstituim cele trei zone ale cortegiilor ofiolitice preconizate de acest autor. Trebuie să remarcăm că autorii anteriori au cartat întotdeauna lentilele de roci ultrabazice, însă nu au separat zona gabbroidă şi zona amfibolitică, deşi proveniența acestora prin recristalizarea unui material iniţial eruptiv (diabazic sau gabbroid) a fost uneori preconizată (K. MOECKEL, 1918; A. VENDL, 1932). Astfel, complexul ofiolitic de pe Valea Muntelui apare ca un ansamblu unitar, net deosebit de formaţiunile cristalofiliene cu care vine în contact, rezultate prin metamorfozarea unui material sedimentar premetamorfic; stratificaţia şi ritmicitatea reprezintă un caracter iniţial al materialului premetamorfic şi nu este rezultatul unui fenomen de diferenţiere metamorfică.

Complexul ritmic este constituit dintr-o serie de alternanţe de dimensiuni decimetrice reprezentate prin: paragnaise biotitice, paragnaise biotito-amfibolice, paragnaise amfibolice, gnaise fine leucocrate şi şisturi micacee. Aceste alternanţe imprimă acestui complex un caracter ritmic evident, ele rezultînd probabil prin metamorfozarea unor pachete de roci psamitice, aleuritice şi pelitice argiloase sau marnoase. Intercalaţiile de gnaise fine leucocrate ar putea corespunde unui material piroclastic acid.

Caracteristică acestui complex este şi prezenţa frecventă a rocilor pegmatoide, care constituie fîşii şi lentile concordante sau filoane discordante. Studiul microscopic pune în evidenţă deosebiri esenţiale. Pegmatitele concordante sînt caracterizate prin dezvoltarea largă a plagioclazului care creşte treptat prin blasteză în pachetele de gnaise leucocrate. Pegmatitele discordante sînt caracterizate prin apariţia structurilor grafice determinate de concreşterea oligoclazului cu cuarţul. Aceste aspecte pun în evidenţă cristalizarea simultană a celor două componente dintr-o soluţie migmatică, rezultată la adîncimi mai mari, care apoi a migrat spre suprafaţă de-a lungul unor plane de discontinuitate, constituind filoane pegmatitice discordante.

Urmărind evoluţia geologică a regiunii şi interpretînd datele de observaţie putem arăta că după exondarea şi transformarea în soclu continental a zonelor geosinclinale anterioare, regiunile din vest au suferit mişcări de subsidenţă. Începe astfel o nouă epocă tectonică reprezentată printr-un cuplu monoliminar. De-a lungul pragului continental, constituit din roci aparţinînd seriei de Măgura, care separa fosa eugeosinclinală de fosa miogeosinclinală, s-au revărsat pe plane profunde de discontinuitate magme simice pe un fundament consolidat de micaşisturi cuarţoase aparţinînd probabil seriei de Sadu. Peste acest complex ofiolitic s-a depus într-o

Institutul Geologic al României

perioadă de umplere rapidă a geosinclinalului o stivă groasă de depozite cu caracter ritmic. Astfel au rezultat cele două complexe care constituie seria de Valea Muntelui, cutate, metamorfozate la nivelul faciesului almandin-amfibolitic și migmatizate.

Seria de Rîușorul Cisnădioarei apare în bazinul pîrîului Rîușorul Cisnădioarei, pe versantul sud-estic al dealului Schiaului fiind bine caracterizată din punct de vedere litofacial și metamorfic.

În regiunea studiată ea este constituită din două complexe : complexul șisturilor clorito-albitice și complexul șisturilor cu profiroblaste de albit.

Complexul șisturilor cu porfiroblaste de albit este format din gnaise și cuarțite feldspatice conținînd în mod constant porfiroblaste de albit. Aceste porfiroblase sînt deobicei lenticulare, fiind caracterizate prin abundența incluziunilor mărunte de cuarț, biotit, muscovit, zoizit și uneori granați mici înglobați prin blasteză.

Micașisturile apar subordonat ; conțin de obicei granați mici și numai cu totul sporadic porfiroblaste de albit.

Constituția rocilor care alcătuiesc această serie pune în evidență un caracter predominant terigen al materialului premetamorfic. Cuarțitele, gnaisele și micașisturile au rezultat prin metamorfozarea unor sedimente psamitice, psamo-aleuritice și aleuro-pelitice argiloase.

Apariția constantă a albitului și toate tipurile de roci aparținînd acestei serii indică un aport de material piroclastic, amestecat în proporții variate cu material terigen.

Trebuie să arătăm de asemenea că uneori albitul poate rezulta și prin transformarea plagioclazului mai bazic al fundamentului de tip Măgura printr-un fenomen de retromorfism. Un fapt analog a fost descris în regiunea Ocna de Fier—Bocșa Montană (AL. CODARCEA 1930).

Complexul șisturilor clorito-albitice este constituit din două orizonturi : un orizont bazal alcătuit din șisturi clorito-epidotice și șisturi clorito-epidoto-albitice, și un orizont superior, caracterizat prin predominanța șisturilor clorito-albitice.

Rocile ambelor complexe au rezultat prin metamorfozarea unor depozite vulcanogene.

Urmărind mai departe evoluția geologică a regiunii, trebuie să arătăm că după cutarea, metamorfozarea și migmatizarea depozitelor seriei de Valea Muntelui, această zonă eugeosinclinală a început să se ridice, în timp ce dincolo de pragul continental sedimentarea se continuă într-o zonă cu caracter mio-geosinclinal. În această zonă s-au depus formațiunile terigene, mixte și vulcanogene ale seriei de Rîușorul Cisnădioarei.

Metamorfozarea acestei serii s-a produs la nivelul faciesului șisturilor verzi, subfaciesul almandinic.

Seria de Sibișel prezintă o dezvoltare caracteristică în regiunea Rășinarilor, în bazinul văii Sibișelului.

Formațiuni cristalofiliene aparținînd acestei serii au fost puse în evidență în bazinul pîrîului Rîușorul Cisnădioarei și în bazinul văii Sadului.

Institutul Geologic al României

Această serie este constituită în regiunea Răşinarilor din patru complexe caracteristice din punct de vedere litofacial şi metamorfic : complexul grafitos, complexul calcaros, complexul şisturilor cu magnetit şi complexul şisturilor amfibolice.

Complexul şisturilor amfibolice este situat în partea bazală a seriei de Sibişel, reprezentînd un pachet foarte unitar, constituit din alternanţe cu caracter ritmic de şisturi amfibolice, diferite tipuri de amfibolite şi şisturi albito-amfibolice. Menţionăm de asemenea prezenţa rocilor gabbroide situate de obicei spre partea bazală a complexului ; rocile ultrabazice apar cu totul sporadic.

Caracterul unitar, stratificaţia şi ritmicitatea puse în evidenţă, prezenţa alternanţelor de flasergabbrouri ne-au determinat să atribuim acestui complex un caracter ofiolitic. Recristalizările produse de metamorfismul general au şters în general caracterele rocilor eruptive iniţiale, foarte rar observîndu-se unele structuri relicte.

Complexul şisturilor cu magnetit se situează în concordanţă peste complexul şisturilor amfibolice şi este constituit din alternanţe de şisturi cuarţoase sericitice, şisturi sericito-cloritice, şisturi albitice şi şisturi biotito- sau clorito-albitice, rezultate prin metamorfozarea unui material vulcano-sedimentar.

Unele şisturi albitice pot fi considerate drept curgeri interstratificate delave.

Prezenţa constantă a magnetitului, care abundă în şisturile clorito-albitice, rezultate prin metamorfozarea unor depozite piroclastice, sugerează că aportul de fier este de origine vulcanică submarină.

Complexul calcaros este constituit dintr-o serie de roci calcaroase reprezentate prin : calcare albe marmoreene, calcare cenuşii şi calcşisturi cloritice. Mai rar se întîlnesc în regiunea studiată calcare dolomitice sau calcare sideritice.

În ce priveşte originea acestor calcare, ultimele date ne îndreptăţesc să le considerăm rezultate prin metamorfozarea unei formaţiuni calcaroase fitogene prezentînd îndinţări laterale cu complexul cu magnetit ; în apropiere s-a produs probabil un amestec de material calcaros cu material terigen sau piroclastic, rezultînd astfel calcarele cenuşii şi calcşisturile caracterizate prin aspecte blastodetritice sau şisturi cu magnetit calcaroase.

Complexul grafitos prezintă o dezvoltare inegală în regiunea studiată, luînd amploare în partea ei sudică, unde atinge grosimi mari (cca 100 m). Acest complex este constituit din şisturi cuarţoase grafitoase şi şisturi sericitoase grafitoase, rezultate prin metamorfozarea unui material terigen fin, caracterizat prin abundenţa pigmentului cărbunos.

Este foarte interesantă apariţia unor resturi presupuse vegetale, puse în evidenţă de substanţa grafitică care sînt probabil alge.

Urmărind istoria geologică a regiunii, etapa următoare a fost marcată prin instalarea unei noi fose pe zonele mobile dintre pragul continental şi porţiunile consolidate ale miogeosinclinalului anterior. În zonele de flexură între pragul continental şi fosă s-au ridicat pe fracturi profunde magme simice, care s-au revărsat pe fundul fosei, dînd naştere unui complex ofio-

Institutul Geologic al României

litic. Evoluția acestui eugeosinclinal a continuat prin depunerea unui complex vulcano-sedimentar. Într-o zonă mai puțin adîncă, s-au dezvoltat formațiuni calcaroase, care se îndințează lateral cu faciesuri terigene și vulcanogene, rezultînd sedimente mixte calcaroase. În faza finală de dezvoltare se depun sedimente paralice. Metamorfozarea formațiunilor seriei de Sibișel s-a produs la nivelul faciesului șisturilor verzi, subfaciesul cloritic, metamorfism care a afectat regresiv fundamentul cristalofilian mai vechi.

Seria de Rășinari prezintă o dezvoltare caracteristică în împrejurimile comunei Rășinari, unde a fost separată pentru prima dată. Această serie se deosebește net de seria de Sibișel, atît prin caracterul ei litofacial, cît și prin caracterul metamorfic. Seria de Rășinari este formată din două complexe caracteristice.

Complexul cuarțitelor blastodetritice este situat în partea bazală a acestei serii, fiind constituit din roci blastopsamitice, uneori blastopsefitice, aproape exclusiv cuarțoase.

Complexul șisturilor cuarțoase clorito-sericitice este alcătuit din șisturi sericitice, șisturi cuarțoase sericitice cu aspecte ardeziene și șisturi cuarțoase clorito-sericitice, rezultate prin metamorfozarea foarte ușoară a unui material sedimentar aleuro-pelitic.

În evoluția geologică a regiunii, seria de Rășinari prezintă caracterul unei formațiuni transgresive. Cuarțitele ei blastodetritice se așternspre W peste șisturile cristaline ale seriei de Sibișel, iar spre E acoperă șisturile clorito-albitice ale seriei de Rîușorul Cisnădioarei.

Trebuie să remarcăm de asemenea că formațiunile acestei serii se deosebesc net de șisturile cristaline aparținînd seriei de Sibișel, atît în ce privește stilul de cutare, cît și caracterul proceselor metamorfice; depozitele ei cu caractere pregnante blastodetritice și aspecte ardeziene frecvente sînt cutate larg și afectate mai mult de un metamorfism dinamic, pus în evidență prin prezența cristalelor fine de cloritoid.

Pentru cunoașterea mai adîncită a succesiunii proceselor de sedimentare, de cutare și metamorfism care au avut loc în istoria geologică a Carpaților meridionali centrali apare necesară lămurirea geocronologiei formațiunilor geologice ce iau parte la constituția acestor munți.

Prezența unor vagi aspecte organice observate în unele formațiuni calcaroase mai puțin afectate de procesele de metamorfism general ne-au stimulat în perseverarea rezolvării vîrstei formațiunilor seriilor superioare puse în evidență în Carpații meridionali centrali.

Cunoscînd importanța determinărilor de spori în datarea formațiunilor vechi, am apelat la concursul laboratorului de Palinologie al Institutului Geologic al Academiei de științe din Moscova, condus de SOFIA NICOLAEVNA NAUMOVA.

Rezultatele pozitive primite în iunie 1962 au fost comunicate într-o scurtă notă de colaborare cu SOFIA NICOLAEVNA NAUMOVA și VIOLETA ILIESCU la Academia R.P.R.

Determinarea formei *Riffenites* (NAUMOVA) în calcarele blastodetritice de pe valea Sadului din dreptul confluenței cu valea Varului și a pre-

Institutul Geologic al României

zenței sporilor de dimensiuni ultramicroscopice în șisturile calcaroase recoltate din cariera de pe valea Stesii și din lentila de calcare de pe culmea dintre bazinul văii Sibișel și bazinul văii Sadului la W de cota 1107 m, au dat posibilitatea atribuirii complexului calcaros al seriei de Sibișel Rifeanului. Prezența formei *Riffenites* precizează existența Rifeanului superior în bazinul văii Sadului (N. S. NAUMOVA, M. CODARCEA-DESSILA, V. ILIESCU, 1962).

Avînd acest punct de reper putem face unele considerații asupra vîrstei seriilor cristaline din regiunea studiată. Deocamdată, în lipsa altor date care să completeze tabloul geocronologic, putem să considerăm aparținînd Rifeanului întreaga succesiune a seriei de Sibișel, care corespunde unui ciclu eugeosinclinal.

Seriile peste care se așternu transgresiv formațiunile seriei de Sibișel reprezintă diviziuni mai vechi ale Proterozoicului și eventual ale Arhaicului.

În ceea ce privește seria de Rășinari, suprapusă transgresiv peste complexele Rifeanului superior, o putem considera ca aparținînd Paleozoicului inferior, probabil Ordovicianului, dacă avem în vedere asemănarea complexului bazal cuarțitic-blastodetritic cu complexe asemănătoare puse în evidență în Dobrogea de NW de O. MIRĂUȚĂ și E. MIRĂUȚĂ (1959) și considerate de ei ca ordoviciene, precum și analogia cu cuarțitele cenușii și șisturile satinate ordoviciene de la Rebrovo din defileul Iskerului, văzute de noi în iunie 1962.

În ce privește fazele de cutare și metamorfism, prezența Rifeanului superior ne determină să considerăm cutarea și metamorfozarea formațiunilor de Sibișel în timpul unor faze baicaliene (assyntice), cînd s-a produs și retromorfozarea regională puternică a seriilor din fundament (seria de Sadu, seria de Rîușorul Cisnădioarei).

Seria de Rășinari, transgresivă și afectată mai mult de un metamorfism dinamic, a cărui acțiune retromorfă s-a manifestat cu intensitate mult mai mică în formațiunile seriei de Sibișel, a fost cutată foarte probabil într-o fază hercinică. Aceasta se acordă și cu unele determinări de vîrstă absolută, executate în formațiunile epimetamorfice ale Carpaților meridionali.

Indicațiile geocronologice obținute prin determinarea poziției stratigrafice a seriei de Sibișel în regiunea Rășinari-Cisnădioara-Sadu, precum și stabilirea unei succesiuni stratigrafice a formațiunilor cristalofiliene, ne permit comparări și corelări cu regiunile învecinate, studiate mai amănunțit, din Carpații meridionali centrali.

Trebuie să arătăm de la început că am fost obligați să dăm deocamdată denumiri locale seriilor puse în evidență în regiunea Rășinari-Cisnădioara-Sadu, pentru a putea deosebi complexele caracteristice și a stabili relațiile dintre ele, constituind astfel un punct de plecare pentru corelarea cu alte coloane stratigrafice ale zonele învecinate. Prin extinderea studiilor stratigrafice și microtectonice în diferite părți ale Carpaților meridionali și stabilirea coloanelor stratigrafice corespunzătoare și prin urmărirea orizonturilor și complexelor-reper se va putea face corelarea tuturor

Institutul Geologic al României

formațiunilor cristalofiliene din Carpați și punerea la punct a stratigrafiei și geocronologiei lor.

Deocamdată, după rezultatele cercetărilor noastre în regiunea defileului Oltului și datele din literatura recentă, propunem ca ipoteză de lucru următoarea echivalare:

Seria de Măgura cu gnaisele ei caracteristice ar corespunde seriei de Cumpăna-Cozia.

În ce privește echivalarea seriei de Sadu cu zonele stabilite de ȘT. GHIKA-BUDEȘTI (1940) și confirmate de R. DIMITRESCU (1964) în masivul Făgărașului, constatăm că deocamdată nu se poate face o echivalare completă. În regiunea Rășinari-Cisnădioara-Sadu, unde seriile aparținînd acestei epoci tectonice sînt foarte puțin dezvoltate, numai complexul micașisturilor cu granat și staurolit s-ar putea echivala în parte cu zona de Măgura Cîinenilor și cu zona de Șerbota, în alcătuirea cărora intră pachete importante de micașisturi cu granat, staurolit și uneori cu disten.

Seria de Valea Muntelui face parte din Cristalinul Sebeșului (L. PAVELESCU, 1955).

Seria de Rîușorul Cisnădioarei prezintă asemănări pregnante cu formațiunile seriei de Leaota (N. GHERASI, R. DIMITRESCU sub tipar) și a seriilor cu porfiroblaste de albit din masivele cristalofiliene din partea de W a Munților Banatului (complexul gnaiselor micacee din regiunea Ocna de Fier-Dognecea (AL. CODARCEA, 1930; A. RADU, 1964) și complexele cu porfiroblaste de albit ale masivului Locvei [1]).

În ce privește seria de Sibișel, cuprinsă în partea cea mai superioară a seriei de Făgăraș, ea se continuă probabil atît spre E în partea nordică a masivului Făgăraș (zona de Poiana Neamțului), cît și spre E în regiunea Căpîlna-Laz (ST. GHIKA-BUDEȘTI, 1940).

Afară de aceasta trebuie să mai remarcăm că în zona Vemeșoaia (ST. GHIKA-BUDEȘTI, 1940) sînt incluse roci care diferă în ceea ce privește cristalinitatea și compoziția de formațiunile cristalofiliene ale celorlalte zone. Nu este exclus ca în viitor, cercetările geologice să pună în evidență continuarea formațiunilor de Sibișel și în această parte a masivului Făgăraș.

Seria de Sibișel se poate paraleliza de asemeni în cea mai mare parte cu complexul rocilor verzi de la Mîniom din Banatul de W [2]) (AL. CODARCEA, 1930).

Între aceste două porțiuni ale arcului carpatic sudic trebuie căutați termenii corespunzători ai seriei rifeene de Sibișel în masivul Poiana Ruscă.

Luînd în considerare dezvoltarea seriilor cristalofiliene epimetamorfice din lanțul carpatic, trebuie să remarcăm unele analogii ale seriei rifeene de Sibișel cu termeni ai Autohtonului Carpaților meridionali (seria de Drăgșan-Corbu) (L. PAVELESCU, 1958, 1961; GR. RĂILEANU, L.

[1]) O. MAIER. Raport asupra cercetărilor geologice în Munții Locva. Arh. Com. Geol. 1957, 1958, 1960.

[2]) M. CODARCEA, ȘT. AVRAM. Raport asupra cercetărilor geologice petrografice în reg. Mîniom. Arh. Com. Geol. 1959.

Institutul Geologic al României

PAVELESCU, 1961) încît putem preconiza extinderea geosinclinalelor rifeene de ambele părți ale zonelor consolidate mesozonale ale Geticului și continuîndu-se probabil în Carpații orientali de o parte și de alta a Cristalinului mesozonal.

În regiunea defileului Oltului a existat o legătură între geosinclinalele rifeene nordice și cele sudice, materializate prin prezența diferitelor complexe ale seriei epimetamorfice rifeene pe afluenții drepți ai văii Oltului, pînă în bazinul văii Lotrului (S. N. NAUMOVA, M. CODARCEA-DESSILA, V. ILIESCU, 1962).

În cazul cînd se va putea dovedi prezența formațiunilor rifeene de tip Sibișel și în zona axială a masivului Făgăraș, ar urma ca apele acestui geosinclinal să fi acoperit o bună parte a acestui masiv.

Completăm această imagine, schițată într-o comunicare anterioară, prin ideea regenerării zonelor cutate rifeene în timpul Paleozoicului. Astfel, pe amplasamentele geosinclinalelor rifeene a căror depozite au fost cutate și metamorfozate, s-au instalat o nouă serie de fose, în care s-au depus diferiți termeni ai Paleozoicului, cutați și metamorfozați dinamic într-o fază hercinică, din care s-au păstrat mărturii paleobiologice izolate (GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU 1959; AL. SEMAKA, 1961). Fazele de cutare caledoniene s-au manifestat probabil cu intensități mici.

Fenomenele de supracutare puse în evidență în Carpații meridionali centrali prin pînza șisturilor cu porfiroblaste de albit (pînza de Rîușorul Cisnădioarei) (M. CODARCEA-DESSILA 1961, 1962), corespunzătoare încălecărilor gnaiselor de Buchin peste complexul rocilor verzi de la Ocna de Fier-Bocșa Montană (AL. CODARCEA, 1930), pot fi atribuite de asemenea fazelor hercinice, fiind probabil reluate în fazele alpine.

În încheiere trebuie să relevăm că în cercetarea geologică a masivelor cristaline ale Carpaților a început să se adopte pe o scară din ce în ce mai largă studierea complexă a formațiunilor cristalofiliene prin metode stratigrafice, căutînd a se descifra relațiile faciale-litologice premetamorfice[1]), precum și relațiile de transgresiune sau regresiune dintre diferitele serii și complexe de șisturi cristaline (C. IONESCU, 1963; C. IONESCU, sub tipar; V. C. PAPIU, 1956; Gr. RĂILEANU, L. PAVELESCU, 1961; H. SAVU, 1962) și elementele structurale (I. BERCIA, E. BERCIA, sub tipar: I. BERCIA, E. BERCIA, C. CHIVU, sub tipar) pe de o parte și gradul și sensul proceselor metamorfice (progresive și regresive) pe de altă parte (M. CODARCEA-DESSILA, 1961; M. CODARCEA-DESSILA, 1962; V. C. PAPIU, 1956; H. SAVU, 1962; O. SCHMIDT, 1930).

De asemenea, punerea în evidență a urmelor organice în formațiunile vechi afectate mai puțin de procesele de metamorfism este absolut necesară pentru stabilirea geocronologiei fenomenelor geologice GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU, 1959; AL. SEMAKA, 1961; (N. S. NAUMOVA, M. CODARCEA-DESSILA, V. ILIESCU, 1962).

Primit: decembrie 1962.

[1]) AL. CODARCEA. Raport asupra rezervelor de minereu de fier ale regiunii Teliuc-Ghelar, partea de E a Munților Poiana Ruscă. Arh. Com. Geol. 1948.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

ACKNER M. J. (1855). Mineralogie Siebenbürgens, mit geognostischen Andeutungen. Hermanstadt.

BERCIA I. și BERCIA E. Cercetări microtectonice în reg. Ghelar-Teliuc (Munții Poiana Ruscă) *D. S. Com. Geol.*, XLIX/I (sub tipar).

BERCIA I., BERCIA E. și CHIVU C. Cercetări microtectonice în zona centrală a masivului Poiana Ruscă (Teliuc-Vadul Dobrii). Comunic. Inst. Geol. 1960 (sub tipar).

BIELTZ A. (1883 — 1834). Beiträge zur geol.—geognostischen Kenntnis von Siebenbürgen (Transylvania), I.

BRUNN J. H. (1956). Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. *Ann. Géol. des Pays helléniques*, VII, du bulletin.

BRUNN J. H. (1960). Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, II/3.

BRUNN J. H. (1961). Contribution à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques. *Rev. de Géogr. phys. Géol. dyn. ann.*, IV/2.

CODARCEA AL. (1930). Studiu Geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier—Bocșa Montană.

CODARCEA-DESSILA M. (1961). Contribuțiuni la stratonomia și tectonica șisturilor cristaline ale Carpaților meridionali centrali la W de Olt. *Stud. Cerc. geol.*, VI/3, București.

CODARCEA-DESSILA M. Contribuții la cunoașterea structurii formațiunilor matamorfice din regiunea Brezoi—Călinești—Robești. *Comun. Acad. R.P.R.*, VII/5, (1962).

CODARCEA-DESSILA M. Încercare de reconstituire paleogeografică și orogenetică a Carpaților meridionali centrali. *Acad. R. P. R., Stud. Cerc. geol.* T. Nr. 3—4, 1962 (sub tipar).

DIMITRESCU R. Studiul geologic și petrografic al părții de E a mas. Făgăraș. *An. Com. Geol.*, XXXIII (sub tipar).

GHERASI N., DIMITRESCU R. Structura geologică a masivului Ezer—Păpușa. *D. S. Com. Geol.*, XLIX/I (sub tipar).

GHIKA-BUDESTI ȘT. (1940). Les Carpates méridionales centrales. (Recherches pétrographiques et géologiques entre le Parîng et le Negoi). *An. Inst. Geol. Rom.* XX,

GHIKA-BUDESTI ȘT. (1934). Les facies cristallophylliens du groupe gétique dans la région du défilé de l'Olt, leur répartition et leurs rapports. *C. R. Inst. Géol. Roum.*, XXII.

HAUER F. (1859). Geologie der Umgebung von Hermannstadt, *Verh. k. k. geol. RA.*

HAUER F. und STACHE G. Geologie Siebenbürgens, Wien, 1885.

IONESCU C. Cercetări geologice și petrografice în reg. Cîrlibaba—Ciocănești—Iacobeni. *D. S. Com. Geol.* LVII (București) 1963.

IONESCU C. Cercetări geologice și petrografice în reg. Cîrlibaba—V. Țibăului. Comunic. 1961 (sub tipar)

MAIER O., MUREȘAN G., MUREȘAN M. Structura geologică a reg. Teliuc—Ghelar (zona centrală a Masivului Poiana Ruscă) *D. S. Com. Geol.*, XLIX/I (sub tipar).

MAIER O., KRÄUTNER F., KRÄUTNER H., MUREȘAN M., MURESAN G. Structura geologică a zonei centrale a masivului Poiana Ruscă (Teliuc—Vadul Dobrii). Comunic. Com. Geol. București 1960, (sub tipar).

MIRĂUȚĂ O., MIRĂUȚĂ E. Paleozoicul din partea de S a Munților Măcin. *D. S. Com. Geol.*, XLVI, București (1959).

MOECKEL K. (1918). Die petrographischen Verhältnisse der südlich Resinar gelegenen Berggegend. Diss.

Institutul Geologic al României

NAUMOVA S. N., CODARCEA-DESSILA M., ILIESCU V. (1962). Asupra prezenței Rifeeanului în unele formațiuni din Carpații Meridionali centrali. *Comunic. Acad. R.P.R.*, nr. 11, București.

PAPIU V. C. (1956). Cercetări geologice pe versantul de N W al masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.*, XL (1952—1953), București.

PAPIU V. C., POPESCU A., SERAFIMOVICI A., DUTU M. (1963). Cercetări geologice și petrografice în masivul dolomitelor de Hunedoara. *D. S. Com. Geol.* XLVII, București.

PAPIU V. C., POPESCU A., SERAFIMOVICI V. Importanța litogenetică a rocilor carbonatate din epizona masivului Poiana Ruscă. *D. S. Com. Geol.*, XLIX/II (sub tipar).

PAPIU V. C., POPESCU A., SERAFIMOVICI V. (1961). Considerații petrogenetice asupra rocilor carbonatate epizonale din masivul Poiana Ruscă. *Asoc. geol. Carp.-Balcan.*, Congr. V, București.

PAVELESCU L. (1958). Étude géologique et pétrographique de la region centrale et de SE des Monts Retezat. *Ann. Com. Géol.*, XXIV—XXV, București.

PAVELESCU L. (1955). Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeș. *An. Com. Geol.*, XXVIII, București.

PAVELESCU L. (1956). Rocile ultrabazice din Carpații Meridionali. *Anal. Rom.—Sov., seria Geol.—Geogr.*, nr. 2, București.

PAVELESCU L. (1958). Geologia Carpaților Meridionali. *Anal. Rom.-Sov., seria Geol.-Geogr.*, București.

PAVELESCU L. (1961). Contribuțiuni la studiul fundamentului cristalin și răspîndirea diferitelor formațiuni cristalofiliene în partea centrală și orientală a autohtonului danubian. *Asoc. geol. Carp.-Balcan., Congr. V*, București.

RADU A. (1964) Comunicare preliminară asupra geologiei și petrografiei reg. Dognecea. *Bul. I.P.G.G.* IX, București.

RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S. (1959). Asupra prezenței formei Artrophycus alleghanensis (Harlan) în formațiunile paleozoice inferioare din Carpații Meridionali (V. Idegului). *An. Univ. C. I. Parhon, Șt. Naturii*, Nr. 18, București.

RĂILEANU GR., PAVELESCU L. (1961). Considerațiuni generale asupra vîrstei șisturilor cristaline din Autohtonul Carpaților Meridionali. *Asoc. geol. carp.-balcan. Congr. V*, București.

REINHARD M. (1910). Die kristallinen Schiefer des Făgăraşer Gebirges in den rumänischen Karpaten. *An. Inst. Geol. Rom.*, III.

SAVU H. (1962). Cercetări petrografice în cristalinul masivului Drocea. *D. S. Com. Geol.*, XLIV (1956—1957), București.

SCHIMDT O., (1930). Scurtă expunere asupra rezultatelor cercetărilor geologice făcute în regiunile cristaline ale Carpaților Meridionali. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XVII 1928 — 1929), București.

SEMAKA AL. (1961). Asupra vîrstei formațiunii de Schela. *Asoc. geol. Carp.-Balcan. Congr. V*, București.

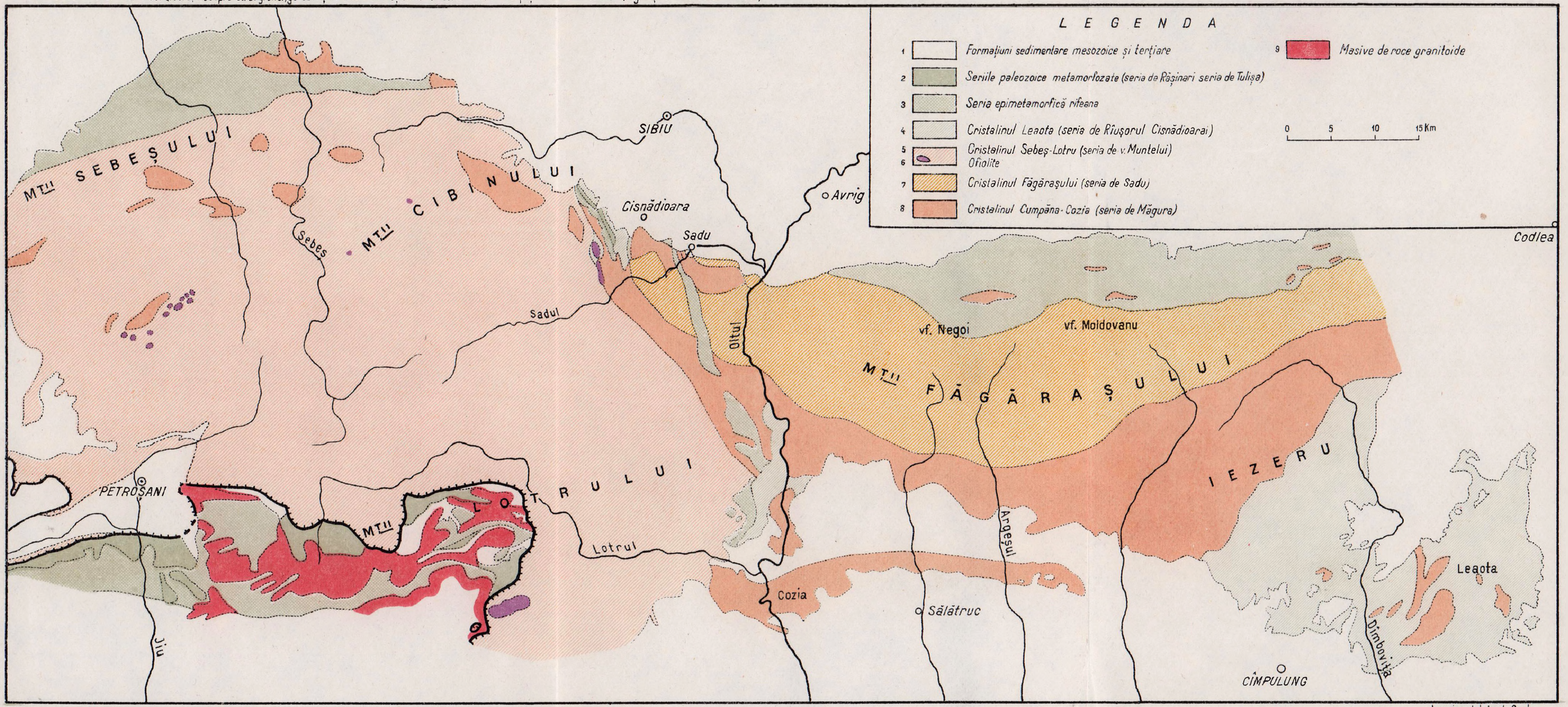
STRECKEISEN A. (1934). Sur la tectonique des Carpates méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVI.

VENDL A. (1932). Das Kristallin des Sebeşer — und Zibin — Gebirges. *Geologica Hungarica*, IV, Budapest.

Institutul Geologic al României

AMPLASAREA SERIILOR CRISTALOFILIENE IN CADRUL MASIVELOR CRISTALINE DIN CARPAȚII MERIDIONALI CENTRALI

MARCELA DESSILA CODARCEA: Considerații asupra stratigrafiei, genezei și structurii formațiunilor cristalofiliene din Carpații Meridionali centrali (reg. Rășinari-Cisnădioara-Sadu)



Imprim atel Inst Geol.

Institutul Geologic al României

CONSIDÉRATIONS SUR LA STRATIGRAPHIE, LA GENÈSE ET LA STRUCTURE DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES DES CARPATES MÉRIDIONALES CENTRALES (RÉGION DE RĂŞINARI—CISNĂDIOARA—SADU)

PAR

MARCELA CODARCEA-DESSILA

(Résumé)

L'étude complexe (stratigraphique, lithologique, métamorphique, faciale et structurale) des formations cristallophylliennes des Carpates Méridionales Centrales (région de Răşinari—Cisnădioara—Sadu) a permis la détermination d'une colonne stratigraphique et la préconisation d'un schéma de reconstitution de l'évolution paléotectonique anté-alpine de cette région.

La détermination de certaines traces organiques dans les schistes cristallins moins métamorphisés a permis de faire des précisions géochronologiques et d'établir des corrélations avec les régions avoisinantes.

La série de Măgura représente le terme le plus ancien, presque exclusivement formé de gneiss résultés du métamorphisme des roches granitoïdes, des coulées de laves acides, des tufs et des roches détritiques arkosiennes. Les gneiss oeillés, très fréquents dans cette série, sont considérés formés „in situ" par un processus de différentiation métamorphique aux dépens d'un matériel préexistant à chimisme potassique. Dans l'évolution géologique, la série de Măgura est étroitement liée aux processus dynamiques et diastrophiques d'un ancien soubassement ennoyé sous une couverture molassique.

La Série de Sadu renferme deux complexes : le complexe des micaschistes à grenats et staurolite résultant des sédiments aleuro-pélitiques argileux par métamorphisme et le complexe rythmique de Cîrlige, formé d'alternances de gneiss, de quartzites micacés et de micaschistes. Dans l'évolution géologique de la région, cette série représente les dépôts d'un géosynclinal très ancien, métamorphisés au niveau du faciès almandin-amphibolique, le subfaciès staurolite-quartz.

La Série de Valea Muntelui comprend deux complexes : Le complexe inférieur ophiolitique est stratifié, rythmique, étant constitué par trois

Institutul Geologic al României

zones à savoir : zone basale ultrabasique, zone médiane gabbroïde, zone supérieure amphibolitique. Le complexe supérieur est formé d'alternances rythmiques de paragneiss résultant du métamorphisme des paquets de roches psammitiques, aleuritiques et pélitiques, argileuses et marneuses à caractère de flysch.

La Série de Rîuşorul Cisnădioarei est également formée de deux complexes : le complexe des schistes à porphyroblastes d'albite, formé de gneiss, de quartzites feldspathiques et de micaschistes résultés du métamorphisme d'un matériel terrigène, mêlé, parfois, à un matériel pyroclastique et le complexe des chloritoschistes albitiques résultant des dépôts volcanogènes par métamorphisme.

Quant à l'évolution géologique de la région, l'on constate que le plissement et le soulèvement des dépôts géosynclinaux antérieurs ont été suivis par la subsidence des régions occidentales. A résulté un couple monoliminaire formé d'une fosse eugéosynclinale, dans laquelle se sont accumulés les dépôts de Valea Muntelui sur un soubassement de la série de Sadu, plissés, migmatisés et métamorphisés au niveau du faciès amphibolique et une fosse miogéosynclinale dans laquelle se sont déposés des sédiments qui par métamorphisme ont donné lieu aux schistes cristallins de la série de Rîuşorul Cisnădioarei. Ces fosses étaient séparées par une plate-forme continentale, formée de roches de la série de Măgura.

La série de Sibişel este constituée par quatre complexes caractéristiques du p.d.v. lithofacial et métamorphique : le complexe des schistes amphiboliques à caractère ophiolitique, le complexe des schistes à magnétite, résulté d'un matériau volcanique sédimentaire par métamorphisme, le complexe calcaire représentant une formation phytorécifale et un complexe graphiteux à caractère initial paralique.

Les formations de la série de Sibişel se sont déposées dans de nouvelles fosses emplacées sur les zones mobiles, entre la plate-forme continentale et les zones consolidées du miogéosynclinal antérieur. Ces formations ont été métamorphisées au niveau du faciès des schistes verts, subfaciès chloriteux. Il s'agit d'un métamorphisme régressif que a affecté le soubassement cristallin plus ancien.

La série de Răşinari contient à la base des quartzites essentiellement blastopsammitiques. Ils sont surmontés par un complexe supérieur formé de schistes quartzeux, chloriteux, sériciteux, résultés d'un matériel sédimentaire aleuro-pélitique par métamorphisme. La série de Răşinari accuse le caractère d'une formation transgressive, nettement différente des formations de la série de Sibişel, autant par son type de plissement que par le caractère des processus métamorphiques (métamorphisme faible, plutôt dynamique)

L'identification de spores et d'algues provenant des formations du complexe calcaire de la série de Sibişel permet d'attribuer à cette série l'âge riphéen. Les séries inférieures du p.d.v. stratigraphique appartiennent, probablement, au Protérozoïque et à l'Archéen. La série de Răşinari peut être considérée ordovicienne, l'auteur soutenant que les régi-

Institutul Geologic al României

ons de plissement baïkalien ont subi une régénération pendant le Paléozoïque.

Quoique la région étudiée soit assez restreinte, elle représente une zone de jonction des séries appartenant aux divers massifs cristallins des Carpates Méridionales, permettant à l'auteur d'établir des comparaisons et des corrélations avec les régions voisines.

Reçu : décembre 1962.

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Emplacement des séries cristallophylliennes dans les massifs cristallins des Carpates Méridionales Centrales

1, formations sédimentaires mésozoïques et tertiaires ; 2, séries paléozoïques métamorphisées (série de Răşinari, série de Tulişa) ; 3, série épimétamorphique riphéenne ; 4, cristallin de Leaota (série de Rîuşorul Cisnădioarei) ; 5, Cristallin de Sebeş-Lotru (série de V. Muntelui) ; 6, Cristallin de Făgăraş (série de Sadu) ; 7, cristallin de Cumpăna-Cozia (série de Măgura).

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

ZONA TULCEA ŞI POZIŢIA ACESTEIA ÎN CADRUL STRUCTURAL AL DOBROGEI

DE

VASILE MUTIHAC

Abstract

The Tulcea Zone and its Position in the Structural Pattern of Dobrogea. In Dobrogea three structural units are to be distinguished: Southern, Central and Northern Dobrogea. Northern Dobrogea includes three subunits: the Măcin zone in which Paleozoic formations predominate, the Tulcea zone with well developed Triasic rocks and the pre-Dobrogean trough which has been generated during the Lias.

The crystalline basement includes two series, of which the upper one has been submitted to metamorphism before the Upper Algonkian, when Central and Northern Dobrogea were parts of an unique geosynclinal area. Central Dobrogea has been consolidated during the Lower Paleozoic, but Northern Dobrogea kept its geosynclinal function up to the old Kimmerian phase.

Northern Dobrogea is the reminder of an orogenic chain, once connected with the zone which lies on the outer side of the Sandomir massif. The latter is considered to represent the prolongation of Central Dobrogea. Towards the East, the Dobrogea orogenic chain was connected with Southern Crimea and the Caucassus.

INTRODUCERE

Mărginită la nord de Dunăre, şi la vest de Munţii Măcinului, regiunea Tulcea ocupă partea de NE a Dobrogei de Nord. În literatura geologică mai este cunoscută şi sub numele de zona triasică, deşi ea nu cuprinde numai depozite triasice. Zona Tulcea, care formează o unitate geologică cu o evoluţie tectonică oarecum distinctă, se întinde spre NE de la o linie care uneşte localitatea Luncaviţa cu dealul Consul traversînd valea Boclugea pe la vest de localitatea Meidanchioi, ajungînd pînă la localitatea Nicolae Bălcescu (Başchioi).

Institutul Geologic al României

Spre sud limita zonei triasice urmăreşte aproximativ valea Taiţei şi apoi malul stîng al lacului Babadag şi Razelm pînă la capul Iancila.

La est de zona triasică se întinde lacul Razelm, cel mai mare lac din ţara noastră, din apele căruia se iveşte singuratecă insula Popina, alcătuită din calcare triasice.

Regiunea Tulcea este aşadar înconjurată de două părţi de apă. De la Tulcea spre NE se întinde Delta Dunării presărată cu bălţi numeroase, separate de grinduri acoperite de întinderi nesfîrşite de stuf, care-i dau un farmec deosebit.

Morfologia şi hidrografia regiunii. Munţii Măcinului, deşi nu depăşesc altitudinea de 463 m prezintă totuşi un peisaj tipic montan. Spre E în împrejurimile satului Niculiţel se trece la un platou întins. Acest platou ale cărui înălţimi sînt în jur de 200 m, corespunde ariei de răspîndire a curgerilor de diabaze. Spre N platoul se termină printr-un abrupt care începe din dealurile Sarica şi se continuă spre W pînă la sud de Luncaviţa. Spre sud el este fragmentat de cursurile de apă, trecîndu-se treptat la dealuri golaşe cu forme rotunjite. Acestea se suprapun ariei de răspîndire a Triasicului superior grezos.

Spre est, Triasicul calcaros dă un relief şters reprezentat prin dealuri şi coline care coboară treptat spre lacul Razelm. Braţul Sf. Gheorghe este străjuit spre sud de un şir de înălţimi a căror altitudine maximă este atinsă în colinele Mahmudiei. Mai departe înălţimile coboară, iar de la localitatea Dunavăţ pînă la Marea Neagră se întind bălţile Dunării În împrejurimile Dunavăţului terenul apare ondulat din cauza dunelor foarte frecvente.

Dobrogea triasică în ansamblu, ca şi restul de altfel, se prezintă ca o regiune ajunsă în stadiul de peneplenă.

Climatul arid al Dobrogei face ca reţeaua hidrografică a acestei regiuni să fie foarte redusă; cîteva cursuri de apă, care de obicei vara seacă şi o serie de izvoare, sînt singurele ape din Dobrogea de Nord.

Rîurile principale Telita şi Taita în timpul verii de cele mai multe ori seacă.

Telita, care îşi are izvoarele la sud de Niculiţel, în zona de răspîndire a Triasicului grezos, străbate în parte platoul de diabaze iar în zona de răspîndire a calcarelor triasice şi-a format o vale largă, colmatată în bună parte cu loess resedimentat. Se varsă în lacul Babadag în apropiere de localitatea Zebil.

Al doilea rîu important este Taita care îşi adună apele de pe versantul estic al Munţilor de la Greci şi din platoul Niculiţelului. După ce străbate o distanţă în direcţia N—S, de la localitatea Horia, îşi îndreaptă cursul spre est delimitînd oarecum zona triasică, de zona cretacică a Babadagului. Se varsă tot în lacul Babadag ceva mai la sud de Telita.

În afară de aceste rîuri principale, se întîlnesc ape mai mici ca: pîrîul Cilicului, pîrîul Trestinic, pîrîul Alba, care sînt tributare fie Teliţei fie Taiţei.

Izvoarele, mai ales în aria de răspîndire a calcarelor, sînt destul de rare. Între acestea trebuie amintite izvoarele de la Congaz şi izvorul

Institutul Geologic al României

de la Zebil cu un debit important şi constant şi care a apărut după cutremurul din 1940. Ceva mai frecvente sînt izvoarele în zona de răspîndire a Triasicului grezos şi a platoului de diabaze. Printre acestea sînt de menţionat izvorul Alba, izvoarele de la nord de Filimon Sîrbu şi altele. Se poate spune aşadar că zona Tulcea dispune de o reţea hidrografică foarte săracă.

Istoricul cercetărilor geologice. Primele cercetări geologice sistematice asupra Dobrogei le datorăm lui K. PETERS, care în 1867 dă informaţii destul de detaliate asupra Triasicului. El este cel dintîi care menţionează stratele cu Halobii de la Cataloi, de unde a colectat un amonit determinat de MOJSISOVICS ca aparţinînd genului *Sageceras*. Tot PETERS aseamănă depozitele triasice din Dobrogea cu cele din Alpi. Lucrarea lui este însoţită de o hartă geologică destul de completă care a rămas în uz pînă în ultimul timp.

În ordine cronologică a urmat lucrarea lui K. REDLICH în care publică rezultatele unei călătorii în Dobrogea. El este printre primii cercetători care a explorat zăcămîntul fosilifer de la Agighiol, de unde dă şi succesiunea depozitelor. Este printre primii, întrucît GRIGORE ŞTEFĂNESCU în 1890 în cursul său menţionează : „Keuperul din calcar roşu cenuşiu şi albicios foarte avut în fosile în partea de răsărit a judeţului Tulcea".

REDLICH menţionează la Agighiol Muschelkalkul care începe cu stratele de Schreyeralm şi apoi calcarul cu brahiopode din insula Popina. Stratele cu Halobii de la Cataloi sînt considerate mai tinere decît calcarele de la Agighiol. Tot REDLICH corectează pe PETERS arătînd că la Başchioi nu este vorba de calcarele jurasice în facies de Adneth, ci tot calcare triasice. Depozitele cele mai tinere ale Triasicului sînt considerate cele din partea de vest a zonei triasice, pe care el le compară cu stratele de Lunz din Alpi.

V. ANASTASIU în lucrările sale din 1897 şi 1898 se ocupă în mod amănunţit de depozitele triasice din Dobrogea. El menţionează prima formă fosilă care atestă prezenţa Werfenianului în Dobrogea şi anume în blocurile de pe malurile lacului Babadag a identificat forma *Tirolites* cf. *dinarus*. Tot el stabileşte succesiunea depozitelor de la Agighiol demonstrînd pe bază de faună prezenţa Carnianului la partea superioară a calcarelor roşii, părere care deşi ulterior a fost contestată de KITTL, (1908) cercetările recente au confirmat-o. Paralelizînd depozitele triasice din Dobrogea cu cele din Alpi, V. ANASTASIU stabileşte la Agighiol prezenţa zonei cu *Ceratites trinodosus*, a zonei cu *Trachyceras aon* şi a zonei cu *Trachyceras aonoides*. De menţionat că tot el citează forma *Encrinus liliiformis* care însă nu a mai fost întîlnită de cercetătorii ulteriori.

Datele cele mai complete asupra structurii Dobrogei se datoresc lui G. MURGOCI (1914). Acest autor se ocupă însă mai mult de formaţiunile paleozoice şi de terenurile eruptive, încît depozitele triasice sînt prezentate destul de sumar; în schimb este discutată pe larg poziţia tectonică a Dobrogei în cadrul geologic regional.

Institutul Geologic al României

Printre lucrările cu caracter economic trebuie menționată publicația lui R. PASCU (1904) asupra geologiei fostului județ Tulcea, care este însoțită și de o hartă geologică la baza căreia stă harta întocmită de PETERS.

În cercetările de după 1930 s-a insistat mai mult asupra formațiunilor magmatice și în această privință sînt de menționat lucrările lui M. SAVUL (1931, 1935, 1937) care s-a ocupat în special cu erupțiunile de porfire din zona Consul-Meidanchioi și cu erupțiunile de diabaze din împrejurimile localității Niculițel. Autorul arată că acestea din urmă sînt erupțiuni submarine.

În anul 1940, I. ATANASIU face cunoscută o privire generală asupra Dobrogei, mai ales pe baza lucrărilor anterioare, la care adaugă păreri proprii. El este primul cercetător care consideră șisturile filitoase și cuarțitice de la Monument-Tulcea ca reprezentînd aceeași formațiune din Dobrogea Centrală (șisturile verzi) după cum tot el menționează strate de Carapelit la Uzum Bair. Amîndouă aceste păreri nu au fost confirmate de cercetările ulterioare pe teren, deși mai există și astăzi cercetători care să susțină că la Monument-Tulcea sînt reprezentate șisturi verzi.

Referiri la geologia Dobrogei și mai ales la poziția sa tectonică se întîlnesc la H. STILLE (1953), I. BĂNCILĂ (1958) și alții, în care se fac aceleași tentative ca și unii autori mai vechi de a lega Dobrogea cu una din regiunile învecinate.

Ca o trăsătură comună, în ceea ce privește mai ales zona triasică, aproape toți cercetătorii, după ce s-a demonstrat că Triasicul în Dobrogea este dezvoltat după tipul alpin, au încercat să aplice și aici aceeași schemă a variațiilor de facies ca și în Alpi, unde de fapt este vorba de mai multe unități tectonice suprapuse. Din această cauză în Dobrogea s-a ajuns să se considere ca reprezentînd variații de facies depozite care în realitate reprezintă etaje superioare ale Triasicului.

În ultimii ani în toată Dobrogea s-au întreprins cercetări detaliate și sistematice, în urma cărora s-a ajuns la o imagine mult mai clară asupra geologiei Dobrogei, inclusiv asupra zonei triasice. În această ordine de idei sînt de menționat lucrările lui O. MIRĂUȚĂ (1959—1963), V. MUTIHAC (1958, 1961, 1962), COSMA STANCIU (1959), care se referă evident și la alte zone ca, zona Munților Măcin, zona șisturilor verzi, etc.

N. GRIGORAȘ și T. DĂNEȚ (1961) au făcut cercetări petrografice asupra șisturilor verzi și aceștia sînt unii din autorii care susțin existența șisturilor verzi în Dobrogea de Nord.

Nu au lipsit nici lucrările de anvergură. Este vorba de lucrarea lui D. M. PREDA (1959 și 1961) asupra poziției tectonice a orogenului hercinic chimeric al Dobrogei de Nord în cadrul geologic structural regional, în care autorul susține existența unui șariaj al șisturilor verzi peste Dobrogea de Nord, șariaj care a avut loc în timpul mișcărilor chimerice vechi.

Cercetările recente impuse de necesitatea de a sintetiza și coordona datele au adus multe clarificări în problemele de stratigrafie. Parte din rezultate au fost expuse în Ghidul excursiilor cu ocazia congresului Asociației Carpato-Balcanice din 1961, de la București.

Institutul Geologic al României

Cadrul geologic general. În Dobrogea se deosebesc trei unităţi cu evoluţie geologică diferită : 1. Dobrogea de Sud, care se întinde de la linia Ovidiu-Capidava spre sud : 2. Dobrogea Centrală, cuprinsă între linia Ovidiu-Capidava la sud şi falia Peceneaga-Camena la nord ; 3. Dobrogea de Nord care se întinde între falia Peceneaga-Camena şi marginea sudică a platformei podolice ce se găseşte undeva la nord de Dunăre şi este mascată de depozitele depresiunii predobrogene. În cuprinsul Dobrogei de Nord se pot identifica mai multe subunităţi care au avut o evoluţie deosebită, cel puţin în anumite epoci. Astfel zona Munţilor Măcin (zona paleozoică) zona Tulcea (zona triasică) şi depresiunea predobrogeană.

Dobrogea de sud. Fundamentul metamorfozat al Dobrogei de Sud este alcătuit din şisturi cristaline cu o cristalinitate avansată, străpunse de masive granitoide. Existenţa acestor granitoide este dovedită, de remanierile ce se întîlnesc în conglomeratele din Dobrogea Centrală, (I. ATANASIU 1940), iar recent, prin forajele din zona Palazu s-a identificat prezenta unor gnaise, peste care urmează amfibolite (V. IANOVICI şi D. GIUŞCĂ 1961).

În ultimul timp, imediat la Sud de linia Ovidiu-Capidava în foraje, s-a întîlnit o serie de argile roşii şi conglomerate ce remaniază granite şi porfire. Aceste depozite sînt cutate şi ţin probabil de formaţiunea sedimentară a Dobrogei Centrale.

Fundamentul cristalin al Dobrogei de Sud se întinde în toată zona dintre Carpaţi şi Balcani alcătuind Pintenul Valah (STILLE 1953).

În discordanţă peste şisturile cristaline se aştern depozitele Paleozoicului inferior întîlnite în foraje : Silurianul (şisturi cu graptoliţi) de la Costineşti (M. ILIE 1956 ; N. GRIGORAŞ 1956), Devonianul (calcare coraligene) în nordul Bulgariei şi probabil şi alte formaţiuni paleozoice, eventual Carboniferul dar care n-a fost încă dovedit paleontologic. Paleozoicul din Dobrogea de Sud este local dislocat.

În poziţie orizontală urmează Triasicul de tip germanic (D. M. PREDA 1959), Jurasicul, Cretacicul şi Terţiarul. Aceste depozite de platformă nu constituie serii continue ci sînt întrerupte de numeroase lacune fapt ce dovedeşte veniri şi retrageri succesive ale apelor mării în diferite perioade.

Dobrogea Centrală. Cînd se vorbeşte de structura Dobrogei Centrale se insistă de obicei asupra faptului că fundamentul acestei unităţi este constituit din şisturi verzi. În ceea ce priveşte accepţiunea termenului de şisturi verzi aplicat pentru seriile din Dobrogea Centrală aceasta a variat. Pentru primii cercetători şisturile verzi au însemnat toate formaţiunile cutate ce se întîlnesc în Dobrogea Centrală, incluzîndu-se deci şi şisturile cristaline din zona Başpunar-Camena. Aceştia admiteau o serie continuă, a cărei parte inferioară este metamorfozată datorită unor intruziuni (R. PASCU, 1909 ; L. MRAZEC, 1910 G. MURGOCI, 1914).

Cu timpul cercetătorii au separat o serie metamorfică mezozonală în imediata vecinătate a liniei Peceneaga-Camena şi seria şisturilor verzi superioară (Harta geologică a R.P.R. scara 1 : 500.000).

Institutul Geologic al României

Studiile recente (COSMA STANCIU 1959; O. MIRĂUȚĂ 1963) permit să se facă următoarea precizare : în Dobrogea Centrală se găsesc trei formațiuni deosebite și anume :

a) seria șisturilor cristaline mezozonale, situată în partea de nord a Dobrogei Centrale, între Baspunar și Camena. Este reprezentată prin micașisturi cu muscovit, biotit și staurolit, micașisturi cu muscovit și granați, amfibolite și șisturi amfibolice. Aceasta reprezintă probabil aceeași serie care alcătuiește fundamentul cutat al Dobrogei de Sud;

b) o serie epimetamorfică discordantă peste seria mezozonală și situată imediat la sud de prima. Aceasta este alcătuită din șisturi sericito-cloritoase și șisturi cuarțito-cloritoase înspre bază, iar la partea superioară șisturi blasto-aleuritice, șisturi blasto-pelitice și blasto-psefitice. Totul este foarte slab metamorfozat. La șisturile epimetamorfice includem și ceea ce COSMA STANCIU (1959) a denumit seria inferioară a șisturilor verzi respectiv seria infragrauwachică (O. MIRĂUȚĂ 1963);

c) o serie net sedimentară reprezentată prin grauwache, șisturi argiloase uneori roșietice și conglomerate, serie cu un pronunțat caracter de ritmicitate, reprezentînd depozite tipice sinorogene.

Limita între seria epimetamorfică și cea sedimentară este dată de o linie care ar uni localitățile Ostrov de pe Dunăre și Istria de lîngă lacul Sinoe, limită ce corespunde cu linia magnetică ce separă două domenii cu caractere magnetice diferite, cauzate de compoziții petrografice deosebite (GAVĂT I. și colab. 1963).

Raportul dintre seria sedimentară sinorogenă și seria epimetamorfică este de discordanță căci în prima sînt remaniate elemente din seria epimetamorfică. Rezultă că utilizarea termenului de șisturi verzi fără o altă precizare poate da loc la confuzii. Pentru că această denumire a fost încetățenită o păstrăm în sens larg pentru seria epimetamorfică și cea sedimentară tipică sinorogenă, aceasta din urmă alcătuind șisturile verzi sensu stricto care ocupă cea mai mare parte din Dobrogea Centrală și se dezvoltă la sud de seria epimetamorfică.

Faptul că în cutele seriei sedimentare nu se găsesc depozite de tipul celor din Dobrogea de Nord, care după ultimile cercetări aparțin Silurianului (O. MIRĂUȚĂ, 1959) dovedește că Dobrogea Centrală, inclusiv șisturile verzi, au fost consolidate anterior Silurianului. În sprijinul acestei afirmații vine și faptul că în Cîmpia Romînă, la Bordeiul Verde, s-a întîlnit în foraje o gresie albă cenușie fosiliferă de vîrstă ordovician inferioară (G. MURGEANU și D. PATRULIUS, 1963), în poziție orizontală peste argilele roșietice din seria sedimentară a Dobrogei Centrale. Vîrsta acestora din urmă este așa dar sigur antecordoviciană și foarte probabil precambriană (O. MIRĂUȚĂ le atribuie vîrsta rifeană (1961)).

În stînga Dunării depozitele Dobrogei Centrale au fost atinse prin foraje la adîncimi apreciabile, ceea ce denotă existența unei falii între Galați și Pecineaga, falie ce urmărește aproximativ cursul Dunării. Aceasta de altfel a fost pusă în evidență și pe cale geofizică (I. GAVĂT și colaboratorii, 1963).

Institutul Geologic al României

Şisturile verzi din Dobrogea Centrală suportă depozite aparţinînd Jurasicului şi Cretacicului în poziţie orizontală sau aproape orizontală şi care îmbracă faciesul depozitelor de tip platformă. Acestea încep cu Bathonianul superior şi se termină cu Cretacicul superior.

D o b r o g e a d e N o r d. Între falia Peceneaga-Camena şi marginea sudică a Platformei podolice este cea de a treia unitate a Dobrogei, Dobrogea de Nord, care din Paleozoic şi pînă la sfîrşitul Liasicului a funcţionat ca geosinclinal, separînd Dobrogea Centrală (Vistulikum, STILLE, 1963) de Platforma Podolică.

În Dobrogea de Nord se separă o zonă a Munţilor Măcin spre vest, unde au o largă dezvoltare formaţiunile paleozoice străpunse de masivele granitice şi zona Tulcea la est, care se caracterizează prin dezvoltarea foarte mare a depozitelor triasice. Aceste două zone în mai multe rînduri au avut o evoluţie diferită.

Fundamentul zonei Tulcea este alcătuit din şisturi cristaline asemănătoare întru totul celor din zona Munţilor Măcin. Acestea apar pe o porţiune relativ restrînsă în centrul zonei Tulcea, anume în anticlinalul central Uzum Bair—Saun. Pe hărţile anterioare, acestea au fost considerate ca depozite devoniene adică aşa cum se presupunea că este şi la Priopcea (Munţii Măcin).

Recent, OREST şi ELENA MIRĂUŢĂ (1959) printr-o cercetare minuţioasă în zona Bujoare-Priopcea, au stabilit o altă succesiune stratigrafică, considerînd că de la Devonianul fosilifer din Bujoare spre est, pînă în culmea Priopcea este o succesiune stratigrafică normală şi anume, mergînd de la Bujoare spre est se trece la formaţiuni din ce în ce mai vechi fiind prezent Silurianul, alcătuit din calcare, şisturi calcaroase şi şisturi argiloase. În acestea autorii menţionează fosile care pledează într-o anumită măsură, pentru vîrsta amintită. Acestea trec mai departe la cuarţite masive care, presupun autorii menţionaţi, ar putea reprezenta Ordovicianul. În continuare spre est se trece la o serie filito-cuarţitică, la început slab metamorfozată apoi formaţiuni cu cristalinitate mai ridicată (amfibolite, cuarţite, micaşisturi) cu granite concordante (Megina). Stratigrafic nu se poate stabili o limită între cuarţitele presupuse ordoviciene şi seriile inferioare. Din această observaţie s-a tras concluzia că formaţiunile metamorfozate din zona Megina sînt în continuitate de sedimentare cu Silurianul şi ar reprezenta depozite cambriene poate chiar şi mai vechi, metamorfozate în orogeneza caledoniană.

În zona Tulcea situaţia nu diferă mult de cea de la Priopcea însă autorul prezentei lucrări îi dă o interpretare oarecum deosebită.

Şisturile cristaline de la Uzum Bair sînt acoperite spre sud de conglomerate werfeniene, iar spre nord se dezvoltă ca o serie cuarţito-filitoasă, slab metamorfozată, strîns cutată şi redresată la verticală. Are o grosime apreciabilă şi ocupă toate înălţimile dintre Uzum Bair şi dealul Redi traversînd calea ferată spre dealul Cîşla. Aceasta este o serie epizonală echivalentă cu seria filito-cuarţitică din Munţii Măcin. Între seria epizonală şi Silurian considerăm că există o discordanţă şi nu continuitate de sedimentare, dat fiind că o formaţiune sedimentară vine în contact

Institutul Geologic al României

cu o serie metamorfozată Această serie epimetamorfică este aceeaşi serie ce se întîlneşte şi în Dobrogea Centrală. Tot unei serii epimetamorfice aparţin şisturile filitoase cuarţitice de la Monument-Tulcea, şisturile filitoase şi cuarţitice ce alcătuiesc culmile Boclugea şi Coşlugea, cele din vîrful Cara Asan (Trestinic) precum şi ivirile din malul drept al Dunării de la Isaccea spre vest, inclusiv Cartal pe stînga Dunării. Şisturile filitice de la Tulcea-Monument au fost interpretate de I. ATANASIU (1940) ca reprezentînd Şisturile verzi din Dobrogea Centrală, părere la care recent s-a asociat N. GRIGORAŞ şi T. DĂNEŢ (1961). Ultimii doi autori mai citează iviri de şisturi verzi în Dobrogea de Nord în împrejurimile localităţii Cataloi.

În această privinţă se poate spune că în nici un caz şisturile filitoase de la Monument ca şi cele de la Cataloi nu pot reprezenta şisturile verzi în sens restrîns, aşa cum rezultă din lucrare mai ales că autorii menţionaţi le compară cu seria sedimentară sinorogenă din Dobrogea Centrală. Spunem că nu pot fi şisturile verzi în sens restrîns pentru că acestea din urmă sînt formaţiuni sedimentare nemetamorfozate, iar cele din Dobrogea de Nord sînt formaţiuni epimetamorfice. Cel mult ar putea să fie şisturile verzi regenerate într-o cutare ulterioară celei asintice. Lucru cert este că cele două domenii reprezintă unităţi structurale deosebite. Mai probabil este că formaţiunile epimetamorfice din Dobrogea de Nord reprezintă echivalentul seriei epimetamorfice din Dobrogea Centrală regenerate în cutările ulterioare, ultima fiind cutarea chimerică veche.

Şisturile filitoase de la Monument se întîlnesc spre est pe versantul sudic al colinelor Mahmudiei şi la sud de Pîrlita unde situaţia este identică cu cea din culmea Priopcea. Aici seria filito-cuarţitică suportă cuarţite masive de culoare albă-vînătă pînă la roşietică puternic diaclazate. Acestea au intercalaţii subţiri de şisturi filitoase. Au o grosime de 100 m şi suportă Silurianul. O continuitate de sedimentare între Silurian şi seria filito-cuarţitică nu o considerăm probabilă, aşa cum nu poate fi admisă o continuitate între seria epimetamorfică şi seria sedimentară sinorogenă din Dobrogea Centrală.

STRATIGRAFIA ZONEI TULCEA

PALEOZOICUL

În colinele Mahmudiei peste seria epimetamorfică cu cuarţite masive, urmează o suită de depozite groasă de mai multe sute de metri (atît cît apare la zi) reprezentată prin şisturi argiloase negre, în plăci, cuarţite negre în strate subţiri, calcare şi şisturi calcaroase (fig. 1). Foarte frecvent se întîlnesc gresii de culoare verzue, în strate subţiri cu hieroglife. În asemenea gresii s-au găsit exemplare de Paleodyction şi alte impresiuni organice de tipul Bilobitelor (fig. 2). Aceste depozite cu intercalaţii de calcare ocupă versantul nordic al colinelor Mahmudiei şi se întîlnesc şi în înălţimile de la sud de Pîrlita. La marginea nordică a satului Ada Marinescu apar în malul drept al braţului Sf. Gheorghe, unde sînt reprezentate printr-o alternanţă de şisturi argiloase şi cuarţite în strate cu grosime pînă la 0,50 m.

Institutul Geologic al României

Resturile organice menţionate nu sînt concludente pentru a stabili precis vîrsta acestor depozite, însă situaţia din Colinele Mahmudiei este identică cu cea de la Priopcea unde, în depozite asemănătoare ca facies şi ca poziţie stratigrafică, O. MIRĂUŢĂ menţionează fosile pe baza cărora atribuie aceste depozite Silurianului (1959).

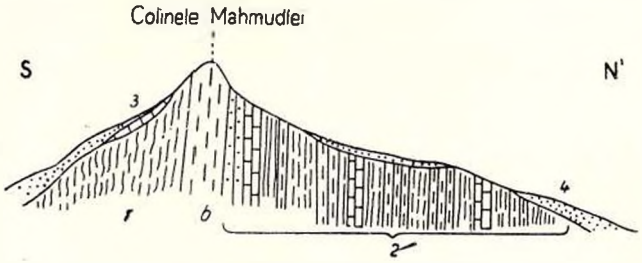


Fig. 1. — Secţiune prin Colinele Mahmudiei.

1, şisturi epimetamorfice (b, cuarţite); 2, gresii, şisturi argiloase, cuarţite şi calcare (Silurian); 3, calcare masive (Triasic mediu); 4, loess.

Fig. 1. — Coupe au travers les Collines de Mahmudia.

1, schistes épimétamorphiques (b, quartzites); 2, grès, schistes argileux, quartzites et calcaires (Silurien); 3, calcaires massifs (Trias moyen); 4, loess.

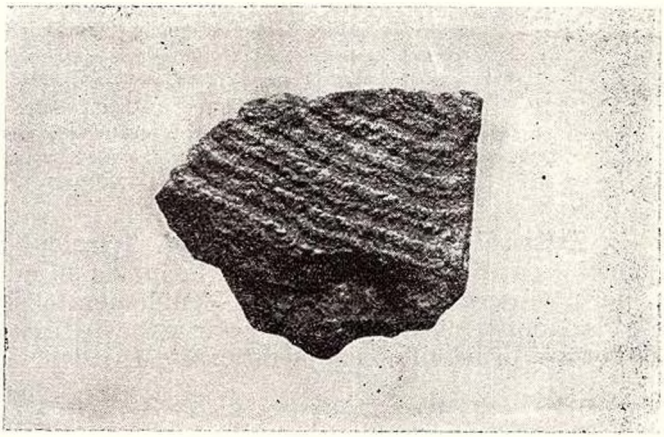


Fig. 2. — Urme organice în depozitele siluriene.

Fig. 2. — Traces organiques dans les dépôts siluriens.

Depozitele de pe clina nordică a colinelor Mahmudiei aparţin deci Silurianului. E posibil ca să cuprindă şi depozite devoniene, eventual cele de la Ada Marinescu, însă nu există dovezi paleontologice.

Depozite ale Paleozoicului superior, respectiv stratele de Carapelit, care în zona Măcin stau discordant peste Devonian, nu se întîlnesc în zona Tulcea. Cele menţionate de I. ATANASIU la Uzum Bair nu au fost confirmate de cercetările ulterioare. Aici peste şisturile cristaline se întîlnesc depozite cornificate, care nu au nimic comun cu stratele de Carapelit şi care suportă la rîndul lor conglomerate werfeniene (fig. 3). Probabil că în timpul Paleozoicului superior zona Tulcea a fost exondată şi s-a comportat ca o zonă relativ rigidă.

Poziţia discordant-transgresivă a stratelor de Carapelit de vîrstă (cel puţin în parte), carboniferă, în zona Munţilor Măcin, arată că Silurianul a fost afectat de cutări mai vechi, respectiv de cutările caledoniene tîrzii. Această constatare este în concordanţă cu ceea ce s-a pus în evidenţă prin foraje în Ucraina în regiunea Rava Ruska (Structure géologique de l'U.R.S.S. 1958) anume că Platforma rusă este mărginită de o zonă aparţinînd caledonidelor, căci în această localitate s-au întîlnit şisturi argiloase cu graptoliţi, care înclină cu 50 – 80°.

Institutul Geologic al României

TRIASICUL

Zona Tulcea se caracterizează printr-o largă dezvoltare a depozitelor triasice. Acest sistem este reprezentat prin toate etajele sale şi se aşează transgresiv şi discordant peste fundamentul cristalino-paleozoic, după încetarea mişcărilor hercinice.

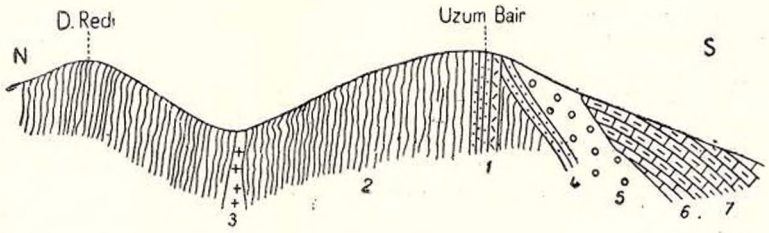


Fig. 3. — Secţiune la Uzum Bair

1, granite concordante şi zone de contact; 2, şisturi epimetamorfice; 3, porfire, 4, corneene; 5, conglomerate werfeniene; 6, calcare roşii (Triasic mediu); 7, calcare în plăci cu silexite.

Fig. 3. — Coupe à Uzum Bair.

1, granites concordants et zones decontact; 2, schistes épimétamorphique 3, porphyres; 4, cornéennes; 5, conglomérats werféniens; 6, calcaires rouges (Trias moyen); 7, calcaires en plaquettes à silexites.

Triasicul inferior — Werfenianul. Triasicul inferior începe cu conglomerate a căror grosime variază în jur de 30 m. Situaţia cea mai clară unde se observă relaţiile dintre conglomerate şi fundamentul cristalin este la Monument-Tulcea. Aici peste şisturile filitoase străpunse de filoane de porfire, urmează conglomerate ale căror elemente ajung pînă la un diametru de 6—7 cm (fig. 4). Elementele prezintă un grad avansat de rotunjire şi sînt alcătuite din cuarţ alb de natură hidrotermală, cuarţite violacee sau vinete, cuarţite negre, filite, granite, porfire etc, adică reprezintă întreaga gamă a rocilor din fundament. Conglomeratele se mai întîlnesc la Mahmudia, la vest de satul Beştepe, iar la Uzum Bair stau peste şisturi cristaline. Aici sînt mult mai mărunte şi au o culoare roşietică. Mai departe apar în malul lacului Razelm în apropiere de capul Iancila. În ele se

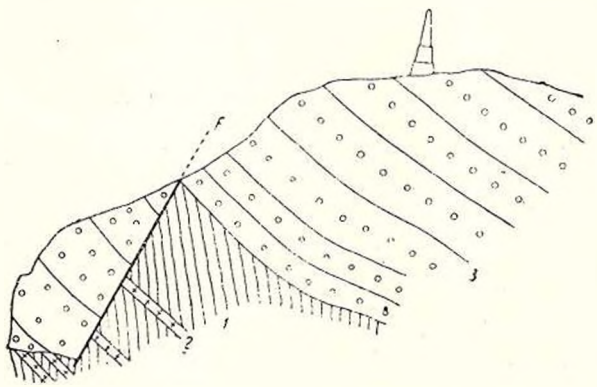


Fig. 4. — Raportul dintre Triasic şi fundament la Monument-Tulcea.

1, şisturi epimetamorfice; 2, porfire; 3, conglomerate werfeniene;

Fig. 4. — Rapport entre le Trias et le soubassement, à Monument-Tulcea.

1, schistes épimétamorphiques; 2, porphyres; 3, conglomérats werféniens.

Institutul Geologic al României

întîlnesc foarte multe elemente din granit cu diametrul ce depăşeşte 10 cm. Pe suprafeţe mai reduse se întîlnesc la est de Tulcea în locul numit Bogza, în culmea Boclugea şi la sud de satul Nalbant.

Peste conglomeratele de la Tulcea-Monument urmează gresii cuarţoase albe care se văd sub moscheea din Tulcea, dar raporturile stratigrafice între conglomeratele bazale şi gresiile cuarţoase nu sînt clare aici. Gresiile sînt bine dezvoltate atît la vest cît şi la est de Tulcea.

La vest de Tulcea apar în săpăturile căii ferate în dreptul depoului. Sînt gresii cuarţoase albe, dure, în bancuri pînă la 1 m grosime. Între bancurile de gresii se interpun strate subţiri, pînă la 0,20 m de argile şistoase verzui pînă la violacee. Sub gresiile cuarţoase albe apar gresii roşietice-violacee mai grosiere, uneori cu pete verzi. Gresiile roşietice au un ciment argilos şi adesea prezintă episoade microconglomeratice. Întregul pachet de gresii albe şi violacee are o grosime de 30 m. Mai apar în cariera de la Tulcea Veche unde situaţia este deosebit de interesantă căci se surprind contacte care nu se mai pot observa în altă parte. În bază apar conglomerate mărunte cuarţoase, de culoare albă. Ele trec la gresii cuarţoase albe de tipul celor de pe calea ferată cu intercalaţii de argile şistoase violacee (fig. 5). Mai departe se trece înspre partea superioară la gresii şi apoi la şisturi argiloase şi calcare fosilifere. Situaţie asemănătoare se întîlneşte în săpăturile căii ferate, la locul unde aceasta întretaie şoseaua Tulcea-Babadag. Aici apar conglomerate roşietice, şisturi calcaroase şi şisturi argiloase în care am găsit: *Gervilleia pannonica* KITTL., *Aviculopecten* aff. *elegantulus* KITTL, *Gervilleia* cf. *meneghinii* TOMM.

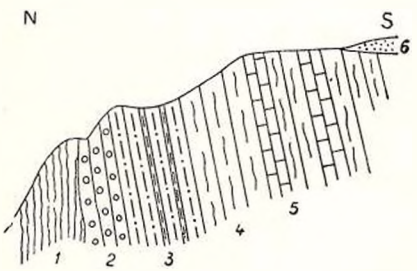


Fig. 5. — Secţiune la Tulcea Veche.
1, şisturi epimetamorfice; 2, conglomerate werfeniene; 3, gresii silicioase şi argile violacee; 4, şisturi argiloase fosilifere; 5, şisturi calcaroase; 6, loess

Fig. 5. — Coupe à Tulcea Veche.
1, schistes épimétamorphiques; 2, conglomérats werféniens; 3, grés siliceux et argiles violacées; 4, schistes argileux fossilifères; 5, schistes calcaires; 6, loess.

Nivelul gresiilor cuarţoase mai apare la est de Tulcea, pe marginea sudică a luncii Dunării, anume la Bogza. Aici se observă trecerea de la conglomeratele bazale la gresii cuarţoase albe şi apoi la gresii grosiere roşii. În conglomerate se întîlnesc filonaşe cuprifere. Gresiile cuarţoase au aici o grosime pînă la 40 m şi se prelungesc departe spre est întîlnindu-se din nou aproape de Beştepe. Au aceeaşi dezvoltare ca şi la Tulcea-depou. Cu acelaşi aspect mai apar în dealul Prislav la sud de localitatea Ada Marinescu, unde sînt puternic diaclazate şi străbătute de filoane de cuarţ.

Tot Wefenianului sînt atribuite apariţiile de depozite din partea de sud a zonei Tulcea în malul drept al văii Taiţa, în dreptul satului Nicolae Bălcescu. Aici pe distanţă de 1,5 km apar în bază conglomerate violacee (fig. 6) ale căror elemente remaniază cuarţ, porfire, filite de culoare verde, diabaze, etc. Conglomeratele trec la gresii violacee. În dreptul satului Nicolae Bălcescu apare o alternanţă strînsă de gresii şi argile roşii între care se interpun filoane de porfire concordante. Aceste depozite amintesc

Institutul Geologic al României

foarte mult faciesul Permianului din alte părți și mai ales din Banat. Depozitele descriu mai multe cute iar stratele sînt adesea redresate la verticală.

O ultimă ivire de depozite conglomeratice asociate cu gresii violacee și argile roșii este cea de la Mihai Bravu (Camber). Conglomeratele repauzează aici pe porfire mai vechi pe care le remaniază. Spre partea superioară

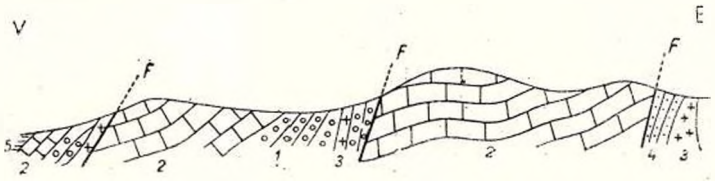


Fig. 6. — Secțiune pe Valea Taiței la Nicolae Bălcescu.
1, conglomerate și argile roșii — Werfenian τ; 2, calcare masive (Triasic mediu); 3, porfire; 4, gresii (Triasic superior).

Fig. 6. — Coupe de Valea Taiței à Nicolae Bălcescu.
1, conglomérats et argiles rouges — Wefénien τ; 2, calcaires massifs (Trias moyen); 3, porphyres; 4, grès (Trias supérieur).

trec la gresii violacee care alternează cu argile roșii. Contactul cu calcarele Triasicului mediu se face după o falie (fig. 7).

De remarcat că în această parte nu se mai întîlnesc gresiile cuarțoase albe, iar intercalațiile șistoase sînt mult mai frecvente, aproape în proporție egală cu gresiile.

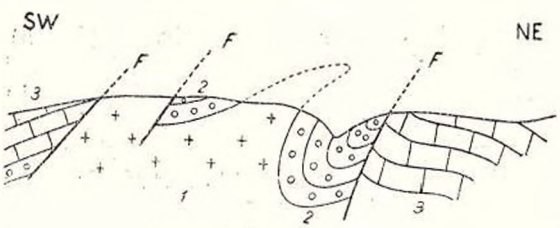


Fig. 7. — Secțiune la Mihai Bravu.
1, porfire; 2, conglomerate werfeniene; 3, calcare masive (Triasic mediu).

Fig. 7. — Coupe à Mihai Bravu.
1, porphyres; 2, conglomérats wefféniens; 3, calcaires massifs (Trias moyen).

Vîrsta conglomeratelor bazale și a orizontului de gresii cuarțoase nu poate fi susținută pe baze paleontologice, aceasta însă se poate deduce din situația de la Tulcea Veche. Aici peste gresiile cuarțoase albe urmează gresii argiloase de culoare închisă care apoi trec spre partea superioară la șisturi argiloase, șisturi calcaroase, marnocalcare și calcare roșietice care apar într-o alternanță foarte restrînsă. Șisturile argiloase și calcaroase sînt foarte fosilifere și prima dată fauna a fost cercetată de I. SIMIONESCU (1910). De aici se menționează următoarele forme: *Pecten alberti* GOLDF., *Pseudomonotis venetziana* HAUER, *P. aurita* HAUER, *P.* cf. *clarai* EMMR., *Myacites canalensis* COT., *Tirolites haueri* MOJS. *T. spinosus* MOJS., *T. subillyricum* KITTL., *Danubites ellipticus* DIEN., *Dinarites mohamedanus* MOSJ., *Nautilus danubiensis* SIM. Fauna ce se găsește la Tulcea Veche este mult mai bogată, însă starea de conservare adesea nu permite nici măcar o determinare generică.

Institutul Geologic al României

Asociaţia faunistică de la Tulcea Veche confirmă şi completează indicaţiile lui V. ANASTASIU. Aceasta arată că şisturile argiloase şi calcaroase de la Tulcea Veche ca şi cele de pe calea ferată reprezintă echivalentul stratigrafic al stratelor de Campil din Alpii calcaroşi de sud (Dinarizii); şi ca litofacies Werfenianul din Dobrogea se apropie cel mai mult de Werfenianul din Dinarizi. Ca şi în Dinarizi şi în Dobrogea jumătatea inferioară a Triasicului inferior este alcătuită din conglomerate, gresii şi şişturi argiloase, iar jumătatea superioară este formată din gresii argiloase, şisturi argiloase, şisturi calcare şi marnocalcare. În Dinarizi, în depozitele din partea inferioară, cunoscute sub numele de stratele de Seis, s-a identificat o faună alcătuită din : *Pseudomonotis clarai*, *Myacites fassaensis*. Din partea superioară, în constituţia căruia intră şisturi, gresii şi calcare masive, cunoscute sub numele de stratele de Campil, se menţionează formele : *Tirolites cassianus* şi *Myophoria costata*.

În Dobrogea, in partea inferioară a Werfenianului, respectiv echivalentul stratelor de Seis nu s-au găsit pînă acum fosile, însă în cariera de la Tulcea Veche se constată că între gresiile cuarţoase şi şisturile calcaroase fosilifere există continuitate de sedimentare. Această constatare permite să se conchidă că cel puţin parte din conglomerate, gresiile cuarţoase albe şi gresiile argiloase roşietice reprezintă echivalentul stratelor de Seis, deci Werfenianul inferior, iar gresiile argiloase, şisturile argiloase şi şisturile calcaroase sînt echivalente cu stratele de Campil (Werfenianul superior).

Primii cercetători K. PETERS, R. PASCU, GR. ŞTEFĂNESCU, KITTL, considerau că cel puţin conglomeratele bazale ar reprezenta Permianul în facies verrucanic. La această idee se asociază şi GH. MURGOCI (1914) care atribuie atît conglomeratele cît şi gresiile albe silicioase şi gresiile violacee, Permianului, deşi cunoştea situaţia de la Tulcea Veche. Argumente paleontologice pentru vîrsta permiană a acestor depozite nu existau pe vremea lui MURGOCI, după cum nu sînt nici astăzi, însă el atribuie această vîrstă pe baza asemănării litofaciale cu depozite din alte regiuni (Carpaţii Orientali, Carpaţii meridionali, Balcani, etc.), unde formaţiuni asemănătoare erau socotite la Permian. În această privinţă este de observat că nici în regiunile menţionate, aceste depozite nu conţin faună, încît apartenenţa lor la Triasic sau la Permian este cel puţin tot atît de ipotetică ca şi în Dobrogea. Singura regiune unde Permianul în facies verrucanic e dovedit pe bază de fosile este Banatul de Vest.

Dată fiind trecerea gradată dintre depozitele datate paleontologic la Tulcea Veche şi gresiile cuarţoase albe cu argile violacee, socotim totuşi că e mai îndreptăţit să considerăm că acestea din urmă reprezintă Werfenianul inferior. Mai neclară este situaţia conglomeratelor bazale de tipul celor de la Monument-Tulcea şi mai ales a gresiilor conglomeratelor şi a şisturilor argiloase roşii de pe valea Taiţei, care se deosebesc oarecum de cele din nordul zonei Tulcea. În plus aici se constată că apar şi porfire stratiforme concordante. Acest fapt ar fi un argument că depozitele de pe Taiţa ar putea aparţine eventual Permianului, dat fiind că depozitele din Banatul de Vest asemănătoare cu cele de aici şi datate paleontologic,

Institutul Geologic al României

se caracterizează prin prezența erupțiunilor de porfire. Se constată pe de altă parte că aproape în toate regiunile Werfenianul începe cu conglomerate și în primul rînd trebuie să ne adresăm acelor regiuni cu care se leagă Dobrogea, respectiv Crimeea și Caucaz. În Crimeea nu se cunoaște decît Triasicul superior, în Caucaz însă Werfenianul începe cu un nivel de conglomerate bazale care trec la gresii. Acestea stau transgresiv peste diferite formațiuni mai vechi. Situația ni se pare foarte asemănătoare cu cea din Dobrogea încît putem considera că conglomeratele de la Monument, de la Mahmudia, de la Nicolae Bălcescu, etc. aparțin, cel puțin în parte, Werfenianului inferior.

Un fapt ce nu trebuie trecut cu vederea este că numai la Tulcea Veche și pe calea ferată se întîlnește Werfenianul fosilifer. Adesea s-a menționat Werfenian superior la Cilic; de fapt aici este vorba de calcare roșietice șistuoase ce aparțin Triasicului superior. În toate celelalte locuri unde apare Werfeanul, acesta este reprezentat fie numai prin conglomeratele bazale fie prin conglomerate și gresii cuarțoase. Acolo unde se surprind relațiile dintre Werfenian și calcarele Triasicului mediu acestea din urmă se așază direct peste conglomerate bazale sau peste gresiile cuarțoase. Concluzia ce se deduce este că la sfîrșitul Werfenianului se înscrie o lacună în sedimentare însoțită de eroziune, care a îndepărtat Werfenianul superior.

În concluzie Werfenianul în Dobrogea, în partea sa inferioară, îmbracă faciesul caracteristic grezos-conglomeratic așa cum se întîlnește în Carpații orientali, în Alpi, în Munții Tatra, în Caucaz, etc, iar Werfenianul superior se dezvoltă în faciesul stratelor de Campil (șisturi argiloase, șisturi calcaroase și marno-calcare fosilifere).

Triasicul mediu — Anisian-Ladinian. Triasicul mediu are o largă dezvoltare în zona Tulcea și este reprezentat exclusiv prin depozite carbonatate. Dezvoltarea tipică este la Agighiol, localitate ce a devenit clasică pentru studiul Triasicului mediu din Dobrogea. Dealurile de la vest de această localitate sînt formate numai din calcare triasice, iar colinele prin care acestea se prelungesc spre est către lacul Razelm au oferit un bogat material paleontologic, care a stat la baza unor bine cunoscute lucrări monografice (I. SIMIONESCU, 1913). Aceste coline începînd de la nord către sud sînt : dealul Petros, Deluțorul și Dealul Lung.

Deși fauna menționată de la Agighiol este foarte bogată în specii, totuși stratigrafia Triasicului nu a putut fi pusă la punct, în primul rînd pentru că nu se poate urmări un profil continuu, calcarele fiind acoperite de o mantie de loess și în al doilea rînd pentru că fauna nu a fost colectată din loc și nu se cunoașteau punctele precise de unde a fost recoltată. Adesea s-au creat chiar confuzii, astfel culmea dealurilor de la Agighiol începe cu dealul cu Cunună și se continuă spre est cu dealul Căușa Mică. Localnicii mai denumesc dealul Petros (de unde provine fauna cea mai numeroasă) și dealul Căușului. De aici foarte adesea au provenit confuzii, încît I. Simionescu infirmă faptul menționat de V. ANASTASIU că la Căușul Mic s-ar găsi fosile. Este evident că în acest caz se confundă dealul Petros (dealul Căușului) cu dealul Căușul Mic, unde într-adevăr nu se găsesc fosile. De asemenea I. SIMIONESCU infirmă și faptul că la Zebil s-ar găsi calcare cu *Encrinus liliiformis* și *Ceratites nodosus*, menționate de același

Institutul Geologic al României

autor. În această privinţă se poate afirma că această formă există totuşi, deoarece se găseşte în colecţia Institutului Geologic, iar la Agighiol autorul lucrării prezente a găsit crinoizi. Ce-i drept nu se poate spune că este vorba de specia *Encrinus liliiformis*, dar se poate presupune că aceste forme au fost într-adevăr găsite de V. ANASTASIU şi că cercetătorii ulteriori n-au reuşit să le regăsească, fiind destul de rare.

Calcarele de la Agighiol apar de sub învelişul de loess, încît nu se văd raporturile cu depozitele subjacente. Succesiunea de detaliu a calcarelor în împrejurimile acestei localităţi se poate urmări pe colina Dealul Lung (fig. 8).

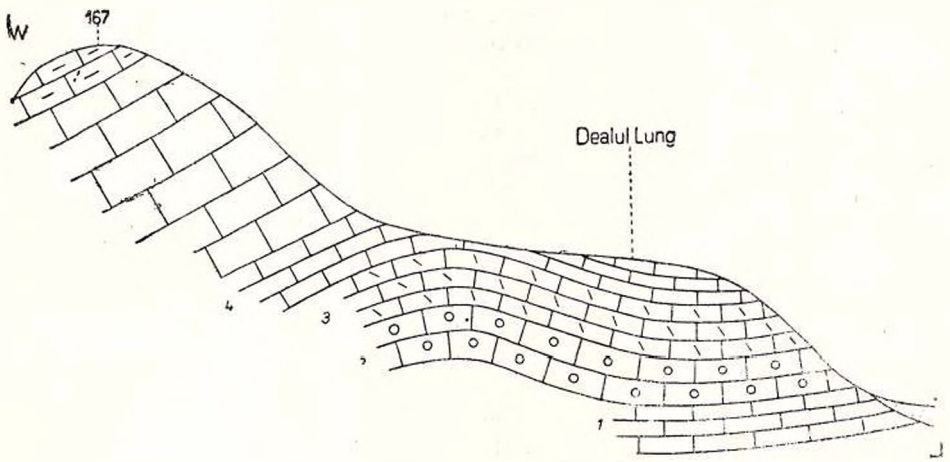


Fig. 8. — Succesiunea calcarelor la Agighiol (colina Dealul Lung)
1, calcare vinete; 2, calcare cu *Trachyceras aon* şi *Lobites euxinus*; 3, calcare cu *Clionites catharinae*; 4, calcare negre; 5, calcare roşietice noduloase; 6, calcare cu silexite.

Fig. 8. — Succession des calcaires à Agighiol (colline Dealul Lung).
1, calcaires cendrés; 2, calcaires à *Trachyceras aon* et *Lobites euxinus*; 3, calcaires à *Clionites catharinae* 4, calcaires noirs; 5, calcaires rougeâtres noduleux; 6, calcaires à silexites.

La baza pantei, la extremitatea estică a colinei, de sub învelişul de loess, apar calcare vineţii cu pete de culoare violacee. Deasupra acestora urmează un nivel de calcare roşietice, subordonat cenuşii, în grosime de 6—8 m. Din acest nivel s-au colectat formele: *Ioanites* sp., *Romanites simionescui* KITTL, *Monophyllites aonis* MÜNST., *Protrachyceras sp.* Din nivelul calcarelor roşii, pe versantul sudic al colinei Dealul Lung s-au colectat în plus: *Arcestes subdimidiatus* KITTL, *Trachyceras aon* MÜNST., *Lobites euxinus* KITTL, *Protrachyceras ladinum* MOJS., *Anolcites promontis* KITTL, *Arcestes ausseanus* MÜNST. (V. MUTIHAC 1959)

Deasupra calcarelor roşii urmează din nou un nivel de calcare de 8—10 m din care s-a colectat *Clionites catharinae* MOJS., şi *Pleuronautilus ampezzanus* LOR. În continuare urmează calcare negre în spărtură proaspătă, albicioasă pe suprafeţele alterate, cu spărtură concoidală, bine stratificată, în grosime de 6—8 m. Calcarele negre sînt sărace în fosile. S-au

Institutul Geologic al României

găsit cîteva mulaje de brahiopode şi un amonit aparţinînd genului *Protrachyceras*. Stratele din nivelele menţionate pînă acum descriu uşoare ondulaţii încît apar din nou pe pantă. Deasupra calcarelor negre urmează o alternanţă de calcare roşietice şi dolomite cenuşii nefosilifere în grosime de aproximativ 30 m. Succesiunea este încununată de calcare în plăci cu silexite.

Aceeaşi succesiune se poate urmări şi pe colina de la nord (Deluşorul) paralelă cu prima. Aici sub calcare negre cu spărtură concoidală vin calcarele roşietice din care s-a colectat : *Ioanites difissus* HAUER, *Romanites simionescui* KITTL, *Ioanites klipsteini* MOJS., *Ioanites stefănescui* KITTL, *Arcestes ausseanus* MÜNST., *Monophyllites aonis* MOJS., *Protrachyceras* cf. *furcatum* MOJS., (V. MUTIHAC, 1959).

Din cele ce afirmă I. SIMIONESCU (1913, pag. 1) acesta este unul din cele două puncte fosilifere pe care el le-a cunoscut şi le-a explorat şi pe care l-a denumit Lutul Roşu. Cel de al doilea punct este fără îndoială dealul Petros. Reiese de asemenea că I. Simionescu n-a cunoscut punctul fosilifer de pe colina Dealul Lung.

Pe colina Deluşorul, 500 m mai spre vest de punctul fosilifer menţionat, pe drumul ce duce de la Agighiol spre dealul cu Cunună, apar calcare roşii concreţionare. Acest punct este denumit de localnici Lutul Roşu însă nu este identic cu punctul Lutul Roşu menţionat de I. SIMIONESCU. De aici s-au colectat formele : *Sageceras haidingeri* HAUER, *Megaphyllites jarbas* MÜNST,. *Sturia sansovinii* MOJS. *Clionites* af. *arnulfi* MOJS., *Protrachyceras arhelaus* LAUB., *Ioanites stefanescui* KITTL., *Ioanites difissus* HAUER şi *Arcestes barandei* MOJS. (V. MUTIHAC, 1959). Peste aceste calcare roşii urmează calcare albicioase cu *Clionites catharinae* MOJS. şi *Pleuronautilus ampezzanus* LOR., ca şi la Dealul Lung.

Se observă că în ceea ce priveşte succesiunea stratigrafică stabilită pe colina Dealul Lung, este aproape aceeaşi pe care o dă V. ANASTASIU la Lutul Roşu. (1898—pag. 41)

Cel mai bogat punct fosilifer este însă la Dealul Petros, de unde provine cea mai mare parte din formele menţionate de I. SIMIONESCU. Ceea ce trebuie reţinut este că aproape toate formele colectate aici nu provin din loc, ci au fost găsite în blocurile de pe pantă, fapt de care trebuie ţinut seama la stabilirea succesiunii stratigrafice de detaliu. Din cele două puncte explorate, I. SIMIONESCU a descris 89 de specii, din care menţionăm cîteva forme care interesează la stabilirea vîrstei calcarelor de Agighiol printre acestea sînt : *Gymnites bosnensis* HAUER, *Ptychites stoliczakai* MOJS., *Celtites neumayeri* MOJS., etc.

Calcarele de la Agighiol se pot urmări spre nord-vest şi reapar în dealul Pietrişului, dealul stînca Mare, la Uzum Bair iar spre sud-vest se urmăresc pînă în împrejurimile Zebilului, unde sînt foarte dezvoltate fiind de asemeni fosilifere. În dealul Stînca Mare (Deşli Caira) apar calcare gălbui stratificate, cu aspect masiv şi calcare roşii concreţionare fosilifere. De aici s-au descris formele : *Procladiscites macilentus* HAUER, *Danubites celtitoides* KITTL, *Sturia forojulensis* MOJS., *Ptychites stefănescui* SIM., *Monophyllites confucii* DIEN., *M. pradiumne* DIEN., *M. transversus* KITTL, *Megaphyllites sandalinus* var. *umbonata* KITTL, *Japonites dobrogiacus* SIM.,

Institutul Geologic al României

Sageceras tyrolitiformis KITTL, *S. walteri* MOJS. *Mysidioptera kittli* BITT., *Rhynchonella kelneri* BITT., *Spirigera marmorea* BITT. (I. SMIONESCU 1910).

La extremitatea sudică a dealului Uzum Bair apar de asemeni calcare roşii concreţionare în care s-au găsit formele : *Monophyllites confucii* DIEN. şi *Acrohordiceras halili* TOULA (V. MUTIHAC, 1959).

Calcare roşietice masive sau cu stratificaţia slabă, mai apar la vest de satul Sabangia de unde s-au colectat formele : *Ioanites difissus* HAUER şi *Romanites simionescui* KITTL. La nord-vest de Zebil apar calcare roşii concreţionare în care s-a găsit *Anolcites promontis* KITTL, iar în apropiere de satul Congaz, în calcare roşietice cenuşii stratificate s-a identificat *Arcestes ausseanus* MÜNST., În cariera Zebil apar calcare dolomitice cu aspect masiv în care s-a găsit un exemplar de *Megalodus* sp.

Calcare cenuşii-roşietice masive sau cu o stratificaţie slabă mai apar în lungul văii Taiţa, formînd înălţimile de la est de satul Mihai Bravu şi la sud de Nicolae Bălcescu. De asemeni în partea de vest a zonei Consul Medanchioi, astfel pe valea Taiţei la extremitatea vestică a înălţimii Consul pe versantul vestic al dealului Lozova şi pe stînga pîrîului Boclugea, în apropierea de confluenţa acestuia cu pîrîul Lozovei. La sud de Nalbant apar de asemeni calcare roşietice de tipul celor de la Agighiol, iar în împrejurimile Tulcei, se ivesc de sub învelişul de loess, pe suprafeţe foarte restrînse, cum sînt cele de la sud de Tulcea la bariera Babadagului, sau cele de lîngă calea ferată în apropiere de cumpăna apelor.

Intercalaţiile de calcare roşii care sînt foarte frecvente la Agighiol nu constituie orizonturi reper, ci reprezintă doar epizoade în masa calcarelor masive apărînd la diferite nivele şi cu dezvoltare foarte limitată.

De la meridianul localităţii Agighiol spre est aspectul calcarelor se schimbă oarecum, în sensul că prezintă aproape exclusiv caracter masiv şi au în general o culoare cenuşie albicioasă. Tipul acestor calcare ar fi acela care se întîlneşte în insula Popina din lacul Razelm, fiind echivalent tul stratigrafic al stratelor de St. Cassian din Alpi. Aşa dar este vorba de un echivalent stratigrafic şi nu de o identitate de facies căci stratele de St. Cassian din Alpi sînt reprezentate prin marno-calcare pe cînd depozitele din partea de est a zonei Tulcea sînt alcătuite din calcare masive de culoare cenuşie albicioasă. Că sînt un echivalent stratigrafic al stratelor de St. Cassian rezultă din fauna care s-a găsit în insula Popina (I. SIMIONESCU, 1910). După cum menţionează autorul aceasta are mari afinităţi cu cea din stratele de St. Cassian, fiind reprezentată printr-un număr de peste 50 specii în care predomină bahiopodele. În afară de formele găsite în insula Popina, faună asemăntoare s-a găsit în calcarele de pe marginea sudică a lacului Razelm anume *Rhynchonella trinodosa* BITT., *Retzia schwageri* BITT., *Rhynconella coronae* JEKELIUS, *Spirigera dyactis* BITT. Alături de aceste forme, în intercalaţii de calcare roşii, s-a găsit *Romanites simionescui*. Cu acelaşi aspect se dezvoltă calcarele ce formează colinele de pe malul nordic al lacului Razelm pînă către Dunavăţ, şi cele care alcătuiesc înălţimea de la est de Enisala pe care sînt ruinele cetăţii Heraclea. Acestea din urmă suportă calcare cretacice cu o foarte bogată faună de brahiopode. Dacă la cele menţionate se mai adaugă faptul că

Institutul Geologic al României

brahiopode de tipul celor din insula Popina s-au găsit şi în calcarele de la Agighiol, se poate trage concluzia că în partea de est a zonei Tulcea calcarele cu brachiopode se dezvoltă progresiv de la Agighiol spre est. Astfel la Zebil calcarele cu brahiopode sînt subordonate în timp ce în partea de est acestea predomină, iar cele de tip Agighiol sînt subordonate.

Vîrsta calcarelor descrise pînă acum se deduce din fauna foarte bogată găsită mai ales la Agighiol şi la Uzum Bair. Din lista de fosile menţionată se vede că la Uzum Bair calcarele roşietice noduloase reprezintă Anisianul, vîrstă dată de formele *Acrohordiceras halili* şi *Monophyllites confucii*. În succesiunea urmărită pe colinele de la sud de Agighiol şi în primul rînd de pe Dealul Lung este prezent Ladinianul şi partea inferioară a Carnianului, încît se poate conchide că calcarele cenuşii albicioase sau roşietice întîlnite în Dobrogea aparţin Anisianului, Ladinianului şi părţii inferioare a Carnianului.

Situaţia mai neclară este aceea a raporturilor stratigrafice dintre Werfenian şi Anisian. Contactul deschis între depozitele acestor etaje se observă numai în cîteva puncte şi anume la Mahmudia şi la Uzum Bair. La Mahmudia calcarele cenuşii de tipul celor de la Agighiol stau direct peste conglomeratele werfeniene. La Uzum Bair conglomeratele werfeniene suportă calcare în plăci cu silexite care sînt superioare calcarelor de la Agighiol. La Tulcea Veche unde apare Werfenianul superior fosilifer, nu se surprind raporturile directe ale acestuia cu Anisianul. Dacă la aceste observaţii se mai adaugă faptul că în toată fauna ce se cunoaşte pînă acum în calcarele de tip Agighiol nu există nici o formă care să ateste cu certitudine prezenţa Anisianului inferior se poate conchide că sfîrşitul Werfenianului şi începutul Anisianului corespunde unei lacune stratigrafice datorită unor mişcări probabil de mică amploare. Asemenea discontinuitate este menţionată în Triasicul din Jugoslavia pentru care s-a creat faza de cutări Muntenegreană.

Triasicul superior. Calcarele cu silexite. Deasupra calcarelor masive de la Agighiol, care cuprind şi baza Carnianului, pe pîrîul Căuşa Mică, în continuitate de sedimentare urmează o alternanţă strînsă de calcare în plăci cu accidente silicioase şi şisturi argiloase de culoare gălbuie-verzuie. Înspre partea superioară a succesiunii, stratele de calcare devin din ce în ce mai groase iar accidentele silicioase capătă înfăţişarea unor benzi dînd un aspect foarte caracteristic acestor depozite. Culmea Dealul cu Cunună este alcătuită din aceste calcare în plăci cu silexite şi cu intercalaţii de şisturi argiloase. Ele au o largă dezvoltare în zona Tulcea formînd dealurile dintre Somova, Parcheş, Cataloi şi înălţimile de la sud şi sud-est de Tulcea Ultima ivire din aceste calcare spre est este cea din insula Grădişte de la sud de Sarichioi.

Pe panta vestică a înălţimii Uzum Bair calcarele cu silexite se aşează pe conglomeratele werfeniene, fapt pentru care au fost atribuite anterior Werfenianului superior (I. ATANASIU, 1940). Ceva mai spre sud însă, aceeaşi serie repauzează şi pe calcarele anisiene marcînd o uşoară transgresiune. Acestea sînt acoperite de aluviunile pîrîului Teliţa şi reapar în satul Cataloi unde spre partea superioară, îmbracă un facies nodulos concreţionar. În partea de vest a zonei Tulcea faciesul acestora se schimbă în

Institutul Geologic al României

sensul că nu mai sînt atît de frecvente accidentele silicioase, în schimb între ele se interpun curgeri de diabaze cum este cazul lîngă Filimon Sîrbu, la sud de Meidanchioi în dealul Malciului sau în împrejurimile localităţii Niculiţel.

Grosimea acestor calcare în plăci cu silexite ajunge adesea la 150—200 m şi împreună cu calcarele subjacente sînt foarte intens cutate, uneori chiar răsturnate, cum se poate vedea în cariera Trei Fîntîni de lîngă Tulcea, (fig. 9). Aceste depozite sînt foarte sărace în urme organice. Cîţiva amoniţi foarte rău păstraţi şi spiculii de spongieri şi radiolari întîlniţi în accidentele silicioase secţionate [2]), sînt singurele resturi fosile găsite, dar pe baza cărora nu se poate trage nici o concluzie asupra vîrstei lor. Caracteristica distinctivă a acestor calcare, şi anume prezenţa accidentelor silicioase, nu au fost sesizate în lucrările anterioare şi poziţia lor stratigrafică nu a putut fi precizată. V. ANASTASIU (1898) le înglobează într-un complex de calcare roşii, cenuşii şi negre, asociate cu calcare dolomitice roşietice, care ar urma deasupra stratelor cu Halobii de la Cataloi şi le acordă vîrstă carniană. Succesiunea ce se întîlneşte pe colinele de pe versantul estic al dealurilor de la Agighiol arată, fără îndoială, că aceste calcare în plăci cu silexite şi cu inter-



Fig. 9. — Carriera Trei Fîntîni (calcare triasice cutate).

Fig. 9. — Carrière de Trei Fîntîni (calcaires triasiques plissés).

1) Identificate de *V. C. Papiu.*

Institutul Geologic al României

calații de argile vin în continuitate de sedimentare deasupra calcarelor roșietice care, ca vîrstă urcă pînă în baza Carnianului. Rezultă de aici că vîrsta calcarelor în plăci cu silexite este în orice caz carniană și acest lucru reiese și din faptul că aceste roci suportă de fapt marnele cu Halobii.

Stratele cu Halobii. Depozitele care urmează normal deasupra calcarelor în plăci cu silexite, apar cel mai bine deschise la Cataloi, însă nu tot aici se pot vedea clar și relațiile cu depozitele pe care le suportă. În malul drept al Teliței, în mijlocul satului, într-o carieră apar, pe o grosime de 10 — 15 m, marno-calcare de culoare închisă, stratificate, iar din loc în loc se interpun strate subțiri de calcare negre cu spărtură concoidală. În stratele de marno-calcare se găsesc adesea calcare elipsoidale de diferite dimensiuni. Spre partea superioară acești elipsoizi de calcare devin foarte frecvenți încît marno-calcarele capătă un aspect particular, pseudoconglomeratic. În stratele cu astfel de dezvoltare, deasupra colinei de la Cataloi, s-a regăsit *Sageceras haidingeri* HAUER (V. MUTIHAC, 1961).

Spre bază, în marno-calcarele de la Cataloi intercalațiile de calcare negre devin din ce în ce mai frecvente, ajung să fie în proporție egală și apoi marno-calcarele devin subordonate trecîndu-se astfel la calcarele concreționare, stratificate care se situează la partea superioară a calcarelor cu silexite. Marno-calcarele, prin alterare, capătă o culoare verzuie-gălbuie și devin foarte șistuoase. În asemenea situație alterația scoate la iveală numeroase halobii, adesea adevărate lumașele, fapt pentru care în literatura geologică sînt cunoscute sub numele de strate cu Halobii. Acestea au fost semnalate încă de primii cercetători menționîndu-se : *Halobia insignis* GEMM., *H. lucana*, LOR., *H. fluxa* MOJS. (V. ANASTASIU 1898). În cursul cercetărilor recente s-a mai identificat un amonit aparținînd genului *Monophyllites*.

Marno-calcarele de la Cataloi se continuă spre nord-vest în lungul văii Teliția și apar din loc în loc de sub mantia de loess ; astfel o primă ivire este la marginea vestică a satului Cataloi unde rocile menționate conțin numeroși amoniți printre care *Cladiscites diuturnus* (MOJS.) (V. MUTIHAC, 1961), apoi pe o viroagă între Calaloi și Frecăței unde conțin de asemeni halobii și în satul Frecăței. În continuare apar în marginea șoselei Somova-Isaccea unde sînt iarăși fosilifere.

După cum se poate observa pe hartă, ivirile de strate cu Halobii menționate, orientate SE-NW și cu înclinări spre SW marchează flancul unui anticlinal asimetric, în axul căruia se dezvoltă calcarele cu silexite ce alcătuiesc dealurile dintre Somova și Parcheș. Stratele cu Halobii se pot urmări foarte bine și pe flancul celălalt, la Parcheș și Somova, după care reapare la sud de Tulcea și la nord de Agighiol, continuîndu-se pe sub lacul Razelm.

Important este că apariția de la sud de Tulcea arată relațiile atît cu calcarele subjacente cît și cu depozitele ce le succed la partea superioară. Urmărind profilul pe drumul ce merge din șoseaua Tulcii spre valea Puțul Roșu, peste dealul Redi, pe culmea paralelă cu șoseaua, se observă că deasupra calcarelor cu silexite, pe o grosime de 15 m, se dezvoltă o alternanță de marno-calcare șistoase și calcare (fig. 10). Spre partea superioară a acestui pachet intercalațiile din calcare devin detritice. La microscop

Institutul Geologic al României

intercalaţiile detritice apar alcătuite din zone grezoase, cînd au aspect de gresii cu ciment bazal şi zone calcaroase în care cimentul este un calcar granular. Mai sus roca intercalată în şisturile marnoase este formată dintr-un material heterogranular psamitic fin, pînă la psamitic mediu în care se disting două categorii de granule : mari subcolţuroase şi mici colţuroase - aschioase, toate de proveniență metamorfică. Foarte rar apare



Fig. 10. — Relaţiile stratigrafice ale stratelor cu Halobii (la sud de Tulcea).
1, calcare în plăci cu silexite, 2, şisturi marnoase; marnocalcare şi calcare (stratele cu Halobii); 3, gresii şi şisturi marnoase.

Fig. 10. — Rapports stratigraphiques des couches à Halobies (au Sud de Tulcea).
1, calcaires en plaquettes, à silexites; 2, schistes marneux, marnocalcaires et calcaires (couches à Halobies); 3, grés et schistes marneux.

feldspat plagioclaz în stare foarte proaspătă cu macla albitului. Se întîlnesc de asemenei fragmente dintr-o gresie preexistentă şi calcare din dizolvarea căruia a luat naştere cimentul. Stratele de gresii devin din ce în ce mai groase ajungînd pînă la 2 m, iar sub microscop se observă că acestea iau caracter de ortocuarţite. Ele alternează cu şisturi marnoase uşor aleuritice, cu structură pelitică pînă la peloaleuritică, cu masa fundamentală alcătuită dintr-un amestec de argilă şi calcar [1]). În aceste intercalaţii se găsesc numeroase halobii. Mai sus intercalaţiile şistuoase se reduc treptat şi se face astfel trecerea spre seria superioară groasă, de mai multe sute de metri în care gresiile predomină. Aceeaşi situaţie se poate urmări în dealul de la sud est de Tulcea, pornind din cariera Trei Fîntîni.

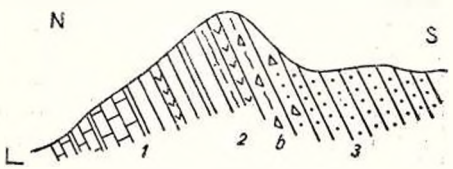


Fig. 11. — Succesiunea depozitelor la Filimon Sîrbu.
1, calcare în plăci şi intercalaţii de diabaze; 2, şisturi argiloase (strate cu Halobii), b) blocuri de calcare (Wildflisch) 3, gresii — formaţiunea flişoidă.

Fig. 11. — Succession des dépôts à Filimon Sîrbu.
1, calcaires en plaquettes et intercalations de diabases; 2 a) schistes argileux (couches à Halobies), b) blocs à calcaires (Wildflysch); 3) grés — formation flyschoide.

Orizontul marnelor cu halobii este dezvoltat şi în partea de vest a zonei Tulcea însă, ca şi calcarele în plăci subjacente, se prezintă aici sub un facies deosebit, ca urmare a condiţiilor de sedimentare noi, create de erupţiunile diabazice. Profilul cel mai clar este la est de Filimon Sîrbu (fig. 11). Peste calcarele în plăci cu filoane de diabaz, se dezvoltă un pachet de şisturi argiloase foioase, în grosime de 40 m, cu intercalaţii de curgeri de diabaze. Seria şistuoasă a fost simţitor influenţată de soluţiile hidrotermale încît, nu mai are aspectul tipic al stratelor cu Halobii însă nu încape

[1]) Studiile microscopice s-au făcut sub îndrumarea tov. V. C. Papiu.

Institutul Geologic al României

nici o îndoială, că ea reprezintă echivalentul stratelor cu Halobii dat fiind că se găseşte, ca şi marnele cu Halobii, între calcarele cu silexite la bază şi formaţiunea grezoasă la partea superioară.

Orizontul marnelor şistuase se continuă spre sud vest spre N. Bălcescu şi este bine dezvoltat pe panta estică a dealului Tătaru unde capătă o culoare roşie. Spre vest se poate urmări pe versantul estic al înălţimilor dintre Filimon Sîrbu, Trestinic şi Telița, iar în compartimentul din apropierea liniei de încălecare a zonei Măcin peste zona triasică, este reprezentat de şisturi argiloase cu intercalaţii subţiri de calcare în plăci, rocile fiind foarte strîns cutate.

Un fapt care trebuie remarcat este că începînd de la est de Filimon Sîrbu, spre partea superioară a orizontului de şisturi argilo-marnoase (echivalentul stratelor cu Halobii) apar însedimentate blocuri de calcare roşii de tipul celor din Triasicul mediu, calcare în care s-au găsit amoniţi. Aceste blocuri au dimensiuni foarte variate începînd de la 40—50 cm^3 şi ajungînd la cîţiva zeci sau chiar sute de metri cum este cazul ivirii de calcare de la sud-vest de Trestinic. Modul de zăcămînt al acestor calcare nu permite să fie interpretate ca avînd o poziţie tectonică. Calcarele menţionate constitue adevărate klipe-însedimentate în partea superioară a marnelor cu Halobii, unde formează un nivel reper care se poate urmări pe aproape 20 km. În înălţimea de la vest de satul Meidanchioi ca şi împrejurimile Teliţei, blocurile mari de calcare se întîlnesc şi în baza formaţiunii grezoase care succede marnele cu Halobii. Prezenţa acestor blocuri în marnele cu Halobii şi în baza formaţiunii grezoase, demonstrează că în timpul depunerii acestora, bazinul de sedimentere a fost afectat de mişcări verticale ce au provocat denivelări ale fundului bazinului. Acesta s-a fragmentat în mai multe compartimente ce se mişcau în sens diferit unul faţă de altul. Fracturile şi denivelările fundului au dat naştere pe deoparte la prăbuşiri submarine (blocuri enorme ce se desprindeau din compartimentele ridicate), iar pe de altă parte au deschis calea magmelor diabazice care s-au interpus în depozitele în curs de sedimentare. În felul acesta a luat naştere o formaţiune aparte cu caracter de Wildflisch.

Mişcările cari au fost destul de intense în partea de vest a zonei Tulcea, au avut răsunet şi în partea de est. Caracterul de pseudoconglomerate observat la partea superioară a marno-calcarelor de la Cataloi trebuie interpretat ca o consecinţă a ecoului acestor mişcări.

Vîrsta stratelor cu Halobii. Majoritatea autorilor începînd cu V. ANASTASIU socoteau stratele de Halobii echivalente cu calcarele de la Agighiol, deci ca o variaţie laterală de facies a acestora şi le acorda vîrsta ladiniană. Faptul pleacă de acolo că, în succesiunea stabilită de V. ANASTASIU la sud-vest de Agighiol, mai exact la Căuşul Mic (1898, pag. 38) autorul identifică nişte calcare negre, nefosilifere (nivelul 4), care seamănă cu calcarele negre intercalate în marno-calcare cu Halobii de la Cataloi şi cu care le sincronizează. El menţionează că acestea se situează, la Cataloi, deasupra şisturilor cu Halobii. Aflorimentul de la Cataloi arată clar că trecerea de la calcarele noduloase la marno-calcarele cu Halobii se face gradat printr-o alternanţă de calcare negre şi şisturi marnoase în grosime

Institutul Geologic al României

de 10—15 m, în care spre bază predomină calcarele iar la partea superioară şisturile marnoase (fig. 12). Acest pachet se situează sub nivelul în care se găsesc halobiile. S-a amintit că nici chiar la Agighiol nu se poate vorbi de orizonturi sau nivele de calcare roşii, albe sau negre. Aceste diferite tipuri de calcare au doar o dezvoltare epizodică. Că stratele cu halobii nu sînt sincrone cu calcarele de la Agighiol reiese şi din reprezentarea cartografică. Acestea se urmăresc pe flancurile unui anticlinal stînd deasupra calcarelor în plăci cu silexite; aşadar stratele cu Halobii aparţin

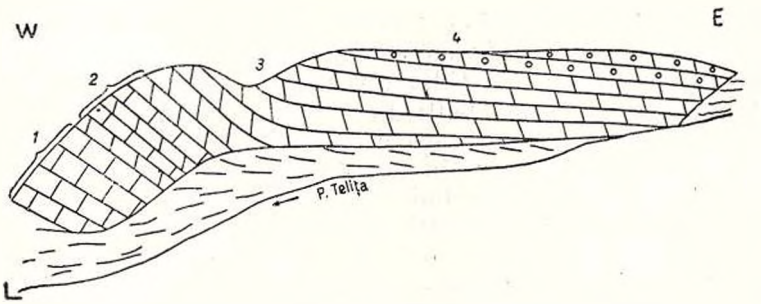


Fig. 12. — Secţiune la Cataloi.

1, calcare concreţionare; 2, alternanţă de calcare negre şi marnocalcare; 3, marno-calcare cu halobii; 4, marno-calcare cu depozite de calcare (pseudoconglomerate).

Fig. 12. — Coupe à cataloi.

1, calcaires concréationnaires; 2, alternance de calcaires noirs et de marnocalcaires; 3, marno-calcaires à Halobies; 4, marnocalcaires à dépôts de calcaires (pseudoconglomérats).

unui etaj superior calcarelor de la Agighiol. Vîrsta lor reiese clar din fauna ce o conţin. Încă MOJSISOVICS a determinat de la Cataloi forma *Sageceras*. Aceasta a fost regăsită şi s-a putut preciza că este *S. haidingeri*, a cărei răspîndire strategigrafică este în Ladinian şi Carnian (V. MUTIHAC, 1961). În plus la partea superioară a marnelor cu Halobii s-a găsit *Cladiscites diuturnus*, formă caracteristică pentru Norian. Rezultă dar că stratele cu Halobii aparţin Carnianului superior şi părţii inferioare a Norianului.

Flişul neotriasic. Încă din partea superioară a marnelor cu Halobii faciesul se schimbă, în sensul că se trece la sedimente cu un pronunţat caracter detritic. Depozitele detritice se instalează treptat şi această trecere gradată s-a arătat că se poate urmări la sud de Tulcea, în cariera Trei Fîntîni, la Filimon Sîrbu, etc. În bază se întîlnesc adesea conglomerate în strate groase de 2—3 m în care elementele sînt aproape exclusiv calcare bine rotunjite, cum este cazul pe dealurile dintre Poşta şi Cilic, sau se întîlnesc blocuri mari de calcare, ceea ce am văzut că imprimă acestor depozite aspectul de Wildflisch. Spre partea superioară se trece apoi la o alternanţă de pachete de strate în care gresiile predomină şi pachete în care predomină marno-argilele iar gresiile sînt subordonate. Acestea au o grosime de cîteva sute de metri şi au o largă dezvoltare în partea de vest a zonei Tulcea, între Nalbant, Nicolae Bălcescu, dealul Consul, Meidanchoi şi Telița. În partea de est apare numai baza lor, la sud de Tulcea şi în dealul de la cariera Trei Fîntîni. În satul Nalbant

Institutul Geologic al României

aceste depozite au o dezvoltare tipică de fliş. Aici sedimentaţia ritmică este foarte clară iar fenomenul de granulosortare este evident. Primul termen al ritmului este o gresie, pe a cărei faţă inferioară se întîlnesc hieroglife caracteristice. Spre partea superioară, gresiile capătă aspect curbicortical şi se trece la termenul următor, pelitic, reprezentat prin argilite şi argile. Acest aspect tipic de fliş nu este atît de evident în restul regiunii, unde de obicei se întîlnesc strate groase de gresii grosiere cu episoade microconglomeratice, în care fenomenul de sedimentaţie gradată nu mai este aşa de clar.

Pe valea Taiţei, sub dealul Consul, în intercalaţiile argiloase s-au găsit halobii, resturi de crinoizi şi fucoide. Halobii s-au mai semnalat pe cursul superior al pîrîului Cilic (R. PASCU, 1904, G. MURGOCI, 1914).

Formaţiunea cu aspect de fliş face numeroase cute, toate cu vergenţă estică, cute ce sînt evidente la est de Cara-Asan unde se întîlnesc strate răsturnate. În lucrări mai vechi, aceste depozite au fost echivalate cu stratele de Lunz din Alpi atribuindu-li-se aceeaşi vîrstă (Carnian superior). I. ATANASIU (1941) remarcă caracterul de fliş al acestor depozite, fapt indicat pentru prima dată de G. MURGOCI (1914). Neavînd însă certitudinea că sînt echivalente cu stratele de Lunz I. ATANASIU le desemnează sub numele de stratele de Nalbant localitate unde acestea au dezvoltarea tipică de fliş. Ca vîrstă au fost considerate că reprezintă Triasicul superior şi Liasicul, admiţîndu-se continuitate de sedimentare de la Triasic la Jurasic (G. MURGOCI, 1914). La această formaţiune se includeau şi gresiile din dealul Denis Tepe. Constatarea că urmează în continuitate de sedimentare peste marnele cu Halobii ce cuprind şi baza Norianului, duce la concluzia că formaţiunea detritică reprezintă cu siguranţă Triasicul superior respectiv Norianul. Dovadă sigură că aparţin Triasicului şi nu Liasicului este prezenţa Halobiilor în intercalaţiile şistoase. Dată fiind poziţia lor deasupra stratelor cu Halobii şi faptul că Liasicul urmează transgresiv, discordant, rezultă că formaţiunea de fliş din zona Tulcea aparţine Norianului şi în bună parte Norianului superior.

Cu formaţiunea de fliş se încheie faza de sedimentogeneză a Triasicului în Dobrogea. Sfîrşitul Norianului şi începutul Liasicului corespunde unei exondări căci Liasicul inferior lipseşte.

LIASICUL

Depozitele de vîrstă liasică apar pe suprafeţe restrînse în cîteva locuri. Primul punct unde acestea au fost cercetate şi dovedite pe baze paleontologice că aparţin Liasicului este la Poşta, pe dreapta văii Teliţa. Aici mamelonul cu cota 108 este alcătuit din gresii argiloase, slab micacee, în strate ce depăşesc 1 m grosime. Pe suprafeţele de alteraţie sînt foarte friabile. Adesea gresia se prezintă sub forma unor elipsoizi. În aceste gresii se găsesc numeroase impresiuni de lamelibranhiate (*Mytilus* şi *Inoceramus*) şi amoniţi din care s-a identificat *Tropidoceras masseanum*, *Dumorticeras (Uptonia)* cf. *jamesoni* (G. MACOVEI) şi *Uptonia regnardi* (V. MUTIHAC 1962). Gresiile de la Poşta se continuă pe sub mantia de loess în lungul văii Teliţei, formînd umplutura unui sinclinal. Ele reapar din loc în loc,

Institutul Geologic al României

aşa de exemplu la est de Frecăţei pe o viroagă de pe dreapta Teliţei. Acesta este unul din puţinele puncte unde se văd relaţiile dintre Liasic şi depozitele mai vechi (fig. 13). În bază apar marno-calcare cu halobii de tipul celor de la Cataloi şi la partea lor superioară se văd calcarele cu aspect de pseudoconglomerate. Aceste roci aparţin Norianului inferior. Peste ele urmează un pachet de marno-calcare şi argile grezoase de 3—4 m grosime, cu numeroase fosile, formînd un adevărat lumaşel, dar improprii pentru o determinare chiar generică. Materialul este întrucîtva asemănător celui din marno-calcarele cu halobii şi pare să fie remaniat din acesta, încît se consideră că ele sînt primele depozite care aparţin Liasicului. Între marno-argilele lumaşelice şi marno-calcarele de dedesubt nu se surprinde o discordanţă unghiulară. Marnele lumaşelice trec gradat înspre partea superioară la gresii argiloase, micacee, uşor alterabile identice cu cele de la Poşta şi conţin, ca şi acestea din urmă, impresiuni de inocerami şi mulaje de amoniţi aparţinînd speciilor menţionate. Aşadar aici se constată lipsa formaţiunii detritice a Norianului superior care înspre vest are o grosime de cîteva sute de metri.

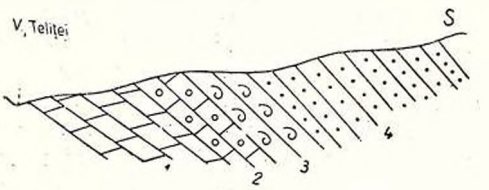


Fig. 13. — Contactul dintre Triasic şi Liasic la est de Frecăţei.

1, marno-calcare; 2, calcare cu sferoizi (Norian inf.); 3, marno-calcare lumaşelice 4, gresii cu amoniţi (Liasic mediu);

Fig. 13. — Contact entre le Trias et le Lias à l'Est de Frecăţei.

1, marno-calcaires; 2, calcaires à sphéroïdes (Norien inférieur); 3, marno-calcaires lumachelles 4, grès à Ammonites (Lias moyen).

În continuare în lungul văii Teliţa, spre aval, gresiile liasice apar la marginea vestică a satului Cataloi. Aici se întîlnesc şi gresii roşii cu concreţiuni calcaroase, fosilifere. Mai spre sud se surprind din nou relaţiile cu substratul şi anume în apropiere de satul Congaz. La sud-vest de această localitate gresiile fosilifere se aşează peste calcarele cu *Arcestes ausseanus*, aşa dar peste Carnian.

Gresiile de la sud-vest de Congaz se continuă pe sub şesul aluvionar al Teliţei (au fost întîlnite în foraje) şi reapar bine deschise, pe o grosime de aproape 200 m, în înălţimea Denis Tepe (fig. 14). Pe versantul estic

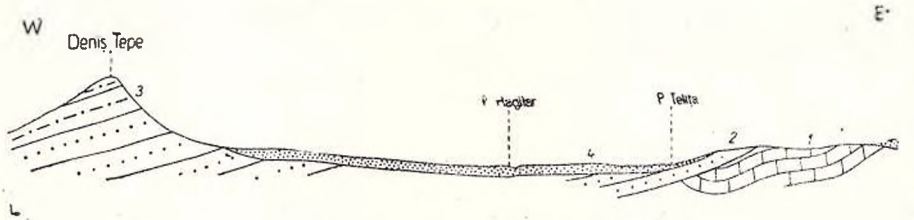


Fig. 14. — Profil între dealurile Zebilului şi Denis Tepe.

1, calcare cu *Arcestes ausseanus*; 2, gresii masive; 3, gresii silicioase; 4, loess.

Fig. 14. — Coupe entre les collines de Zebil et Denis Tepe.

1, calcaires à *Arcestes ausseanus*; 2, grès massifs; 3, grès siliceux; 4, loess.

Institutul Geologic al României

al acestei înălțimi se întîlnește o suită de strate reprezentată prin gresii în strate groase pînă la 3 m cu intercalații subordonate de argile. Pachetele de gresii alternează cu pachete de argile grezoase de culoare închisă, în care intercalațiile de gresii sînt subordonate. În masa gresiilor se întîlnesc lentile de argile (remanieri intraformaționale). Gresiile sînt în general grosiere și prezintă zone microconglomeratice. Se întîlnește fenomenul de granulosortare și mai rar, pe fața inferioară a stratelor, se observă hieroglife. În intercalațiile șistoase s-au găsit fucoide. În secțiuni subțiri apar ca gresii heterogranulare sau echigranulare cu structură psamito-aleuritică, cu ciment calcaros cu caracter bazal pînă la pelicular. Materialul remaniat este în cea mai mare parte un cuarț metamorfic alături de care se întîlnesc elemente de filite și fragmente de roci detritice cu ciment cloritic. Pe lîngă gresiile descrise, în intercalațiile în care predomină argilele, se găsesc strate subțiri de gresii care la microscop apar ca ortocuarțite cu feldspați, din categoria psamite-medii pînă la grosiere. Roca conține în afară de cuarț, cuarțite metamorfice, feldspați potasici cu început de sericitizare, biotit și muscovit. Uneori aceste roci sînt aproape gresii arcoziene. Totul arată că sînt depozite sinorogene ca și cele din Triasicul superior și că sînt rezultate mai ales dintr-un material de rocă granitică și șisturi cristaline, în condiții de adîncime mică, după o perioadă scurtă de alterare. Aspectul flișoid atît al depozitelor noriene superioare cît și ale Liasicului demonstrează că acestea reprezintă ceea ce în Crimeea a fost descris sub numele de formațiunea Tauridică (M. V. MURATOV, 1960).

Spre jumătatea superioară a înălțimii Denis Tepe gresiile devin silicioase și capătă o culoare albă, alternînd cu șisturi argiloase și gresii friabile. Cu acestea se încheie sedimentarea Liasicului.

Depozitele de la Denis Tepe ca și cele de la Poșta înclină cu 15° — 35° spre W. Mai spre S, reapar de sub depozitele cretacice din sinclinalul Babadagului, la E de localitatea cu același nume. În partea de est a zonei Tulcea, gresiile liasice se întîlnesc la NE de satul Valea Nucarilor și în apropiere de Dunavățul de Jos. În acestea din urmă s-au găsit belemniți.

La marginea nordică a zonei Tulcea, gresiile liasice apar la vest de localitatea Cîșla.

Vîrsta liasică a depozitelor descrise reiese din formele fosile menționate și care indică Pliensbachianul. Așadar Liasicul inferior lipsește. Existența etajelor Liasicului superior nu este dovedită pe baze paleontologice, însă, s-ar putea ca cel puțin parte din acestea să fie cuprinse în depozitele din partea superioară a dealului Denis Tepe.

MAGMATISMUL ZONEI TULCEA

În zona Tulcea activitatea magmatică s-a manifestat în diferite perioade din evoluția sa. Cele mai vechi roci magmatice sînt granitele ce străbat șisturile cristaline de la Uzum Bair, unde se întîlnesc ca iviri foarte restrînse (O. MIRĂUȚĂ și ELENA MIRĂUȚĂ, 1959) și sînt de tipul granitelor concordante, roșii, micropegmatitice cu mult feldspat potasic ca și cele de la Coșlugea descrise M. SAVUL (1937). Vîrsta lor nu poate fi apreciată cu certitudine.

Institutul Geologic al României

Granite şi profire paleozoice superioare. În rîndul acestora trebuiesc puse granitele roşii de la Cilic care sînt de tipul granitelor de Greci, deci vîrsta lor este mai nouă decît stratele de Carapelit şi mai veche decît Triasicul. De aceeaşi vîrstă sînt porfirele de la Mihai Bravu şi Nicolae Bălcescu căci sînt remaniate în conglomerate werfeniene precum şi filoanele de porfire ce străbat şisturile epizonale de la Monument-Tulcea, cele din colinele Mahmudiei şi de la Ada Marinescu.

Erupţiuni triasice. În Triasicul superior au avut loc intense manifestaţiuni magmatice cînd s-a pus în loc masa de diabaze şi porfire din regiunea Niculiţel, Meidanchioi, Consul.

Diabazele au cea mai mare răspîndire în partea de NW a zonei Tulcea, formînd platoul Niculiţel, iar cu întinderi mai restrînse se întîlnesc în dealurile de la sud de Somova, la Cilic şi între Filimon Sîrbu şi Nicolae Bălcescu. Ultimile iviri spre est se întîlnesc în malul sudic al lacului Babadag.

Diabazele apar ca curgeri submarine în care se găsesc frecvent formele de pillow-lava (M. SAVUL 1931). În împrejurimile satului Niculiţel diabazele alternează cu calcarele în plăci cu silexite de vîrstă carniană.

Diabazele apar în general compacte iar în constituţia lor intră feldspatul plagioclaz (30—50% An), piroxen (augit) şi clorit (delesit şi pennin). Se întîlnesc şi produse piroclastice sub forma unor brecii care s-au format prin răcirea fragmentelor de diabaze rezultate din explozii. Acestea sînt prinse în masa calcarelor.

Între Filimon Sîrbu şi Nicolae Bălcescu, în argilele ce vin în contact cu diabazele, s-au găsit radiolari, o dovadă în plus că acestea sînt erupţiuni submarine.

Porfirele apar pe o zonă ceva mai vestică între Meidanchioi şi Nicolae Bălcescu, formînd în bună parte dealul Malciului, dealurile Eschibalîc şi dealul Consul. Cu întinderi mai reduse se întîlnesc la Isaccea şi la sud de Somova. După studiile lui M. SAVUL (1935) se întîlnesc porfire microgranitice cu textură masivă şi porfire cuarţifere cu textură fluidală.

Porfirele din prima categorie se caracterizează printr-o masă fundamentală holocristalină în care sînt fenocristale de ortoză şi cuarţ în proporţie de 10—15%. Ca elemente accesorii se observă zircon, magnetită şi apatită.

Porfirele cu textură fluidală apar pe suprafeţe mai reduse. În acestea feldspatul plagioclaz primar apare mai ales în varietatea perlitică, iar ortoza lipseşte. Ca minerale accesorii se întîlneşte magnetita, zirconul şi apatita.

Punerea în loc a diabazelor a început în Carnian, căci acestea sînt interstratificate în calcarele în plăci cu silexite şi durează pînă în Norianul inferior, deoarece afectează şi stratele cu Halobii. În partea de est a zonei Tulcea nu apar curgeri de diabaze, însă prezenţa accidentelor silicoase destul de frecvente, începînd din Carnianul inferior, trebuie pusă în legătură cu începutul acestor erupţiuni, care au furnizat o cantitate mare de silice; aşadar schimbarea bruscă de facies care se observă în Carnianul inferior (de la calcare masive se trece la calcare în plăci şi argile) corespunde

Institutul Geologic al României

momentului începerii erupțiunilor diabazice submarine. În Norianul superior erupțiunile încetaseră căci formațiunea de fliș nu este afectată de curgerile de diabaze.

Cu privire la relațiile între diabaze și porfire, cercetările au arătat că la Somova porfirele străbat diabazele (V. IANOVICI și colab., 1957), în timp ce în dealul Malciului, la sud de Meidanchioi, situația este inversă, diabazele străbat porfirele (M. SAVUL, 1935). S-ar părea deci că curgerile succesive de diabaze au alternat cu veniri de porfire.

În legătură cu faza hidrotermală a erupțiunilor de porfire sînt puse mineralizările de fier oligist de la Iulia (M. SAVUL, 1935) și zăcămîntul de baritină de la Somova (V. IANOVICI și colab., 1957). Calcare triasice afectate de aceste manifestațiuni se mai găsesc în dealul Marca la sud de Tulcea și în dealurile de la sud de Malcoci.

Erupțiunile de diabaze și porfire sînt ultimile manifestațiuni magmatice în Dobrogea. În timpul orogenezei chimerice vechi întreaga zonă intră în faza de consolidare alipindu-se platformei. Cele mai vechi depozite cu caracter de formațiuni de platformă aparțin Cretacicului superior și ocupă partea sudică a Dobrogei de Nord, respectiv sinclinalul Babadagului.

TECTONICA ZONEI TULCEA

Zona Tulcea ca și întreaga Dobroge de Nord a fost supusă la mai multe faze de cutări din care ultima este faza chimerică veche. Ca urmare a acestui fapt depozitele ce intră în alcătuirea zonei Tulcea, formează o serie de cute sinclinale și anticlinale și deși o bună parte din regiune este acoperită de depozitele loessoide, cutele principale au putut fi totuși detectate. Zona Tulcea este de asemeni străbătută de mai multe falii care compartimentează regiunea într-o serie de blocuri.

Cuta majoră, dominantă în regiune, este anticlinalul central Uzum Bair—Saun, care traversează centrul zonei Tulcea în direcția NW—SE. În axul acesteia apar șisturile cristaline epizonale din dealul Redi. Spre SE, anticlinalul se afundă sub lacul Razelm, iar spre NW este mascat de aluviunile luncii Dunării. Este un anticlinal asimetric cu flancul nordestic mai abrupt, aproape vertical, manifestînd deci o tendință de aplecare spre nord-est. Acesta de altfel este stilul caracteristic al cutelor întregii regiuni. Flancul estic este de fapt complicat de o serie de falii mai ales la est de dealul Redi, însă acestea sînt mascate de învelișul de loess. Pe flancurile anticlinalului apar conglomeratele werfeniene la Uzum Bair și pe calea ferată Tulcea-Cataloi, peste care se dezvoltă întreaga succesiune a depozitelor triasice pînă la stratele cu Halobii.

O altă cută anticlinală mai la nord, este anticlinalul Tulcea—Mahmudia. Acesta are aceeași orientare ca și anticlinalul central însă cu o tendință mai accentuată de a se apropia de direcția W-E. Anticlinalul Tulcea-Mahmudia este paralel cu brațul Sf. Gheorghe. În axul lui apar șisturile cristaline epizonale de la Mahmudia, Tulcea și Tulcea Veche precum și depozitele paleozoice din Colinele Mahmudiei-Ada Marinescu. Flancul sud-vestic este bine marcat de aparițiile conglomeratelor werfeniene de la Mahmudia, vest Beștepe, sud Ada Marinescu, Bogza, Tulcea-

Institutul Geologic al României

Monument şi Werfenianul superior fosilifer de la Tulcea Veche. Flancul de NE este mascat de depozitele aluvionare ale Deltei Dunării. Acelaşi lucru se întîmplă şi cu prelungirile anticlinalului spre est şi spre vest.

Între aceste două anticlinale este sinclinalul Cîşla—Valea Nucarilor—Dunavăţul de Jos. Acesta este complicat de o serie de cute secundare, astfel o cută sinclinală la Trei Fîntîni, unde apar în ax gresii de tipul celor de fliş.

Umplutura sinclinalului Cîşla—Valea Nucarilor—Dunavăţ este alcătuită din depozite liasice, din care s-au mai păstrat cele de la Cîşla, de la Valea Nucarilor şi Dunavăţul de Jos, şi care marchează axul acestui sinclinal.

La sud-vest de anticlinalul central, se dezvoltă sinclinalul Teliţei în regiunea văii cu acelaşi nume. Axul acestuia este de asemeni marcat de apariţiile depozitelor liasice şi în primul rînd cele de la Denis Tepe. Ca şi sinclinalul Valea Nucarilor şi acesta este complicat de cute secundare cum ar fi sinclinalul Grădiştea şi sinclinalul Zebil. Flancul sud-vestic al sinclinalului Teliţei este faliat.

În partea de vest a zonei Tulcea, unde se dezvoltă Triasicul superior de tip fliş, se întîlnesc o serie de cute mult mai strînse, cu vergenţă estică, cute ale căror flancuri adesea sînt faliate. Din categoria acestora din urmă face parte anticlinalul Sarica-Cilic care încalecă peste flancul vestic al sinclinalului Teliţei. La rîndul lui este încălecat dinspre vest de un alt anticlinal, în axul căruia apar granitele de la nord de Trestinic. Mai la vest se poate urmări un alt anticlinal, în axul căruia apar şisturile cristaline de la Cara-Asan (vîrful Trestinic). Ultimile două cute, spre nord-vest, nu mai pot fi urmărite din cauza masei de diabaze din regiunea Niculiţel, însă de acestea ţin ivirile de şisturi cristaline epizonale de la vest de Isaccea.

Depozitele de tip fliş, în continuare pînă la limita lor vestică descriu mai multe cute strînse însă greu de pus în evidenţă. În partea de vest sînt încălecate de structura Consul—Meidanchioi, compartimentul cel mai vestic al zonei Tulcea. Aceasta este de fapt o cută-falie, încălecată din spre vest de zona Munţilor Măcin.

Linia după care zona Măcin încalecă peste zona Tulcea, dislocaţia Luncaviţa—Consul (M. Savul, 1935), este fractura cea mai importantă din regiune şi ea compartimentează Dobrogea de Nord în cele două subunităţi : zona Munţilor Măcin şi zona Tulcea.

Toate dislocaţiile menţionate pînă acum sînt efectul ultimei faze de cutare care s-a manifestat în Dobrogea şi anume faza chimerică veche. Aceste dislocaţii însă sînt în acelaşi timp reflexele unor fracturi mai profunde şi anterioare, reactivate de ultimile mişcări. Fracturile ce afectează fundamentul, împart zona Tulcea în mai multe blocuri care s-au mişcat pe verticală. Această compartimentare ce se deduce din observaţiile de suprafaţă, au fost confirmate şi de cercetările geofizice, care au pus în evidenţă o serie de linii structurale ce reprezintă plane de dislocaţie după care diverse blocuri au suferit mişcări pe verticală (I. Gavăţ, Stoenescu, Şt. Airinei, R. Botezatu, M. Socolescu, I. Vencov, 1963). O asemenea linie structurală trece prin Isaccea, Meidanchioi şi mai departe

Institutul Geologic al României

Slava Cercheză delimitînd la vest o zonă de maximum gravimetric (zona Munţilor Măcin) ridicată şi o zonă de minimum gravimetric (zona Tulcea) scoborîtă. Acestei fracturi profunde i se suprapune aproximativ dislocaţia de suprafaţă Luncaviţa—Consul şi dislocaţia Meidanchioi—Iulia. Fractura de fundament Isaccea—Meidanchioi, dublată de fracturile de suprafaţă menţionate, a constituit calea de acces pentru magmele din consolidarea cărora au luat naştere porfirele de pe acest aliniament.

Dislocaţiile din sectorul Trestinic-Cilic, după care cutele de la vest încalecă peste cele estice, se suprapun aproximativ peste anomalia pozitivă magnetică Niculiţel—Cilic—Camena. Aceasta este determinată de prezenţa maselor eruptive diabazice care au venit la suprafaţă pe un sistem de fracturi grupate în lungul unei rupturi profunde orientată NW—SE.

Cursul inferior al văii Teliţa delimitează în zona Tulcea un compartiment vestic scoborît şi un compartiment ridicat la est, în care şisturile cristaline apar la zi în axul anticlinalului central. Fractura de adîncime reprezentînd planul structural de separaţie al celor două blocuri este pusă în evidenţă de linia gravimetrică orientată aproximativ nord—sud pe direcţia Cîşla—Zebil. Pe calea observaţiilor directe, în zona scoborîtă, care coincide aproximativ cu aria de răspîndire a formaţiunilor de fliş, se constată o îngroşare apreciabilă a depozitelor acumulate în Triasic.

Dislocaţia care separă Dobrogea de Nord de depresiunea predobrogeană este mascată de depozitele recente din lunca şi Delta Dunării. Traseul acesteia însă se deduce din datele de foraj efectuate în deltă. Astfel se constată că direcţia ei este aproximativ W—E şi trece ceva mai la nord de Dunăre, traversează braţul Sulina aproape de confluenţa cu braţul Sf. Gheorghe şi apoi merge paralel cu acesta trecînd pe la sud de localitatea cu acelaşi nume, unde Jurasicul superior a fost întîlnit la adîncimea de 520 m fără a i se cunoaşte grosimea. Se constată un decalaj apreciabil între fractura dovedită prin cercetările directe şi cea pusă în evidenţă pe cale geofizică. Aceasta din urmă între Tulcea şi Galaţi, este trasată la sud de Dunăre, iar de la Tulcea spre est este marcată în lungul canalului Sulina cu o tendinţă de arcuire spre nord. Abaterea pe care o arată traseul acestei limite detectat geofizic, faţă de cel detectat pe cale directă şi căruia trebuie să se acorde un mai mare credit în cazul de faţă, se datoreşte probabil scării la care s-au efectuat cercetările în primul caz şi este de fapt o chestiune numai de interpretare.

Linia gravimetrică pusă în evidenţă între Galaţi şi Sulina (I. GAVĂT şi colab., 1963) interpretată ca treaptă de afundare a orogenului hercinic chimeric către depresiunea predobrogeană, se datoreşte de fapt contactului dintre o masă eruptivă şi una sedimentară. Acest lucru se vede clar, căci traseul liniei gravimetrice se suprapune peste masele de erupţiuni de la Bugeac, Niculiţel şi Somova. În zona vărsării canalului Sulina se datoreşte probabil aceluiaşi fapt căci, pe cale magnetică, este indicată o masă eruptivă în adîncime. Dacă s-ar dispune de cercetări geofizice în nordul Dunării între Galaţi şi Tulcea şi de o reţea mai deasă de staţii între canalul Sulina şi Braţul Sf. Gheorghe, s-ar putea pune în evidenţă probabil o altă linie gravimetrică care ar intercepta-o pe prima la locul de despărţire a canalului Sulina de braţul Sf. Gheorghe. Aceasta s-ar suprapune

Institutul Geologic al României

aproximativ faliei detectate pe cale directă şi ea ar reprezenta treapta de scoborîre a fundamentului hercinic spre nord; adică rezultatul geofizic ar corespunde cu cel geologic ca şi în cazul dislocaţiei Peceneaga—Camena sau Ovidiu—Capidava.

În continuare spre nord orogenul nord dobrogean cade în trepte după un sistem de falii destul de abrupt şi undeva prin centrul depresiunii ia contact cu marginea sudică a Platformei ruse. Aici fundamentul dobrogean este scoborît sub 3000 m căci prin foraje nu a fost atins.

În ansamblu zona Tulcea se prezintă din punct de vedere tectonic, ca un sinclinoriu ale cărui cute au tendinţa de aplecare şi încălecare spre est.

DEPRESIUNEA PREDOBROGEANĂ

Ultimile iviri spre nord ale formaţiunilor Dobrogei sînt în stînga Dunării la Cartal (şisturi cristaline epizonale) şi la Teraponte (calcare triasice). La nord de aceste iviri, formaţiunile dobrogene coboară aproape brusc după falii paralele cu Dunărea dînd naştere unei depresiuni în care s-au acumulat depozite jurasice cu o grosime ce depăşeşte 3000 m în zona de adîncime maximă. Acestea sînt mascate pe teritoriul Romîniei de depozitele deltaice şi au fost întîlnite numai în foraje.

Depresiunea a luat naştere ca urmare a ridicării Dobrogei de nord, ridicare ce a avut loc începînd din Liasic. Ea are o orientare E—W şi este cunoscută sub numele de depresiunea predobrogeană (M. G. AVANISIAN, 1954). Depresiunea predobrogeană are o lăţime apreciabilă şi este amplasată pe marginea nordică a orogenului dobrogean şi terminaţia sudică a platformei podolice. Fundamentul ei este deci mixt; în partea de sud un fundament cutat alcătuit din ceea ce se întîlneşte la zi în Dobrogea, iar în partea de nord un fundament podolic.

Forajele au arătat că fundamentul dobrogean cade în trepte destul de abrupt, în timp ce fundamentul podolic coboară spre sud în acelaşi mod însă cu amplitudini mult mai mici, încît depresiunea predobrogeană are un aspect asimetric, caracteristic depresiunilor premontane. Fundamentul de origină podolică este alcătuit din formaţiuni precambriene, reprezentate prin roci metamorfice şi masive granitice, peste care se aştern transgresiv prundişuri şi nisipuri arcoziene, argilite, tufite, şisturi argiloase de culoare închisă şi aleurite în care s-au găsit spori ce indică o vîrstă cambriană (după D. M. PREDA 1959.) Peste acestea urmează şisturi negre bituminoase, argile cenuşii şi calcare cu brahiopode şi corali de vîrstă siluriană. Stratele înclină cu valori mici spre sud. Umplutura depresiunii este alcătuită în cea mai mare parte din depozite jurasice care au fost străpunse de foraje pe grosime mai mare de 3000 m, fără a se atinge baza lor în partea centrală a depresiunii. Profilul cel mai complet este cel întîlnit în forajele din regiunea Bolgrad. Aici s-a identificat Liasicul superior reprezentat prin argilite de culoare închisă, gresii în strate subţiri şi aleurite, depozite în care s-a găsit *Posidonia buchi* ROEM., *P.* cf. *ornata* QUENST., *Ludwigia* cf. *obtusa* QUENST., *Phylloceras zignodianum* D'ORB şi o bogată asociaţie de foraminifere.

Institutul Geologic al României

Doggerul este reprezentat prin gresii, nisipuri, argile şi marno-calcare, în care pe lîngă o bogată microfaună, s-a identificat *Posidonia buchi* (I. PĂTRUŢ şi colab., 1961).

Malmul este alcătuit din depozite marine (conglomerate şi gresii, calloviene), peste care urmează calcare organogene (Oxfordian şi Kimmeridgian). În Malmul superior se întîlnesc depozite lagunar continentale, gresii, marno-argile şi calcare cu intercalaţii de gipsuri (Portlandian).

Pe teritoriul ţării noastre depozitele jurasice ale depresiunii predobrogene s-au întîlnit în cîteva foraje din delta Dunării; astfel în lungul canalului Sulina la Maliuc s-au întîlnit argilite şi aleurite de culoare închisă cu intercalaţii subţiri de gresii fine în care s-au găsit posidonii şi care aparţin probabil Doggerului. Au fost străbătute pînă la 420 m unde forajul s-a oprit. La Crişan s-au traversat argile roşii cu gipsuri şi cu intercalaţii de gresii şi nisipuri reprezentînd Jurasicul superior, iar la Sf. Gheorghe aceleaşi depozite au fost urmărite pînă la 521 m (datele de foraj după E. LIŢEANU şi A. PRICĂJAN, 1962).

În depresiunea predobrogeană se întîlnesc cu o dezvoltare mai restrînsă, depozite cenomaniene (tufuri cu silexuri), depozite eocene reprezentate prin gresii cu numuliţi, anhidrite considerate de vîrstă tortoniană, peste care urmează depozitele salmastre de apă dulce sarmato-pliocene (I. PĂTRUŢ şi colab., 1961). Începînd cu Cretacicul, depozitele au o poziţie aproape orizontală.

Depresiunea predobrogeană, care a luat naştere ca urmare a ridicării Dobrogei de Nord sub forma unui lanţ muntos în timpul cutărilor chimerice vechi se continua atît spre NW cît şi spre E, limitînd lanţul hercinic chimeric spre răsărit şi separîndu-l de platforma podolică. Depozite jurasice au mai fost întîlnite prin foraje înspre NW astfel, în regiunea Bîrladului (N. GRIGORAŞ 1961) după care fundamentul suferă o mare scufundare în zona depresiunii subcarpatice, în forajele de la Rădăuţi unde Liasicul are fundament podolic şi la Rava-Ruska unde s-au identificat depozite argiloase cu impresiuni de plante aparţinînd Jurasicului mediu, şi sedimente pestriţe cu dolomite şi gips atribuite Callovianului (O. M. ANASTASIEVA şi E. E. MIGACEVA, 1956). Acestea stau pe argilite foarte compacte şi intens dislocate de vîrstă siluriană, deci fundament nord dobrogean.

Atît forajele cît şi cercetările geofizice, au arătat că depresiunea predobrogeană se prezintă sub forma unor fose separate de o serie de praguri perpendiculare pe direcţia depresiunii. Un asemenea prag a fost pus în evidenţă pe cursul inferior al Prutului (pragul Prutului). Acesta separă fosa Bîrladului la W de fosa predobrogeană la E. Depresiunea predobrogeană este delimitată spre est de un alt prag, pragul Tatar—Bunar în zona de vărsare a Nistrului (N. M. CERVINSKAIA şi L. B. GUREVICI, 1959). Existenţa acestuia este dovedită nu numai de cercetări geofizice ci şi de prezenţa depozitelor de vîrstă werfeniană în insula Şerpilor (V. A. DRUMEA şi K. P. IVANCIUC, 1962), care trebuie să aparţină acestui prag, căci la Sf. Gheorghe Jurasicul superior a fost întîlnit pînă la 520 m adîncime. Aceste fose şi praguri din lungul depresiunii premontane au

Institutul Geologic al României

funcţionat ca atare în diverse epoci din evoluţia acesteia şi sînt cu atît mai tinere cu cît se înaintează de la vest spre est.

O privire de ansamblu arată că atît liniile structurale ale orogenului nord dobrogean cît şi ale depresiunii predobrogene apar sub forma unui fascicol care converg spre nord-vest în direcţia Galaţi, iar spre sud-est se desface sub forma unui evantai marcînd o tendinţă de schimbare de la direcţia NW—SE la direcţia aproape W—E.

EVOLUŢIA GEOSINCLINALULUI DOBROGEAN

Şisturile cristaline din Dobrogea de Nord aparţin cel puţin la două serii metamorfice : seria cristalină mezozonală şi seria cristalină epizonală. Între ele admitem raporturi de discordanţă. Probabil că la rîndul lor nu toate şisturile cristaline epizonale din zona Munţilor Măcin reprezintă aceeaşi serie ci aparţin la mai multe cicluri de sedimentare iniţiale. Ultima serie sedimentară metamorfozată a suferit acest proces sigur înainte de Silurian, căci depozitele siluriene reprezintă cea mai veche formaţiune sedimentară fosiliferă. Socotim însă că seria şisturilor cristaline mezozonale din zona Munţilor Măcin este aceeaşi serie care apare în Dobrogea Centrală, înspre Başpunar şi Camena, de care nu se deosebeşte petrografic, iar cel puţin parte din şisturile cristaline epizonale din Dobrogea de Nord sînt echivalentul şisturilor epizonale din Dobrogea Centrală. Din această interpretare rezultă că metamorfozarea seriei, eventual seriilor sedimentare din care au luat naştere şisturile epimetamorfice, a avut loc înainte de depunerea şisturilor verzi din partea de sud a Dobrogeri Centrale, a căror vîrstă este algonkian superioară. Aşa dar înainte de Algonkianul superior, Dobrogea de Nord împreună cu Dobrogea Centrală şi poate şi parte din Dobrogea de Sud aparţineau aceluiaşi geosinclinal. Discordanţa dintre şisturile mezozonale şi cele epizonale arată că acest geosinclinal unic a suferit cel puţin două faze de cutării. De prima cutare a acestui geosinclinal sînt legate manifestaţiuni magmatice caracteristice. Astfel amfibolitele din şisturile cristaline de la Başpunar—Camena şi cele din zona Munţilor Măcin, trebuiesc considerate drept erupţiuni iniţiale din perioada anorogenă a primului geosinclinal. Granitele concordante de la Megina reprezintă plutonismul sialic sinorogen care s-a manifestat în timpul fazei principale de orogeneză a aceluiaşi geosinclinal. S-ar putea conchide dar că parte din Dobrogea de Nord şi Centrală, în prima sa evoluţie geosinclinală s-a comportat ca un eugeosinclinal.

În epoci mai apropiate de Algonkianul superior regiunea îşi reia funcţia de geosinclinal şi are loc cel puţin încă o fază orogenică însoţită de metamorfism, în timpul căreia şisturile cristaline anterioare au fost regenerate iar seriile sedimentare au dat naştere şisturilor cristaline epizonale care se întîlnesc atît în Dobrogea Centrală cît şi în Dobrogea de Nord.

Fenomene magmatice legate de evoluţia acestui geosinclinal nu pot fi dovedite cu certitudine. S-ar putea ca din categoria acestora să facă parte granitele roşii, micropegmatitice, cu mult feldspat potasic de la Coşlugea şi cele de la Uzum Bair, care metamorfozează la contact

Institutul Geologic al României

şisturile cristaline epizonale în care sînt intruse. În acest caz granitele respective ar putea reprezenta un plutonism sialic, sinorogen tardiv.

În Algonkianul superior aria geosincliană era relativ restrînsă ca lărgime, la Dobrogea Centrală. Acest geosinclinal lipsit de manifestaţiuni magmatice importante, a fost afectat de mişcări intense. În timpul acestora s-a depus seria groasă de depozite sinorogene, de vîrstă algonkion-superioară (şisturile verzi s.s). Ele reprezintă aşa dar formaţiuni de miogeosinclinal şi ocupă astăzi partea de sud a Dobrogei Centrale, extinzîndu-se mult spre NW pe sub marginea estică a Carpaţilor orientali. Întinderea acestui geosinclinal spre nord probabil că nu a depăşit actuala linie Peceneaga—Camena căci depozite asemănătoare în Dobrogea de Nord nu se întîlnesc. Ceea ce unii autori au considerat drept şisturi verzi s.s (la Tulcea, Cataloi, Cartal, etc.) sînt de fapt şisturi epimetamorfice care ţin de o orogeneză anterioară. Ideia că în şisturile epimetamorfice din Dobrogea de Nord ar fi cuprinse şi şisturile verzi s.s. regenerate în cutările ulterioare consolidării acestora pare a nu fi posibilă, căci metamorfismul care le-ar fi regenerat nu a fost atît de intens ca să nu se poată recunoaşte seria sedimentară iniţială a şisturilor verzi s.s.

Cutările care au dus la consolidarea miogeosinclinalului şisturilor verzi s.s. şi alipirea lui domeniului cratonic, s-au produs înaintea Ordovicianului, probabil la sfîrşitul Algonkianului şi eventual şi în Paleozoicul inferior, adică este vorba de cutările baicaliene şi poate şi de cutările caledoniene vechi. Rezultă că începînd din Paleozoicul inferior, Dobrogea Centrală s-a alipit platformei şi a funcţionat ca o zonă cratonizată, iar aria de sedimentare s-a deplasat spre nord în actuala Dobroge de Nord.

Depozitele siluriene şi cele devoniene inferioare care prezintă caractere de depozite sinorogene dovedesc că în Dobrogea de Nord s-au manifestat mişcările caledoniene tîrzii (O. MIRĂUŢĂ şi ELENA MIRĂUŢĂ, 1961).

Discordanţa dintre formaţiunea de Carpelit şi Devonianul inferior, marchează începutul orogenezei hercinice, iar formaţiunea de Carapelit reprezintă umplutura acestui geosinclinal. În timpul acestor cutări fundamentul cristalin se fracturează şi se separă spre est o zonă ridicată (zona Tulcea) care va avea de acum înainte o evoluţie oarecum deosebită.

Orogeneza hercinică este însoţită de manifestaţiuni magmatice. Granitele de Greci (în zona Tulcea apar la Cilic) care se pun în loc în acest timp metamorfozînd la contact formaţiunea de Carapelit, reprezintă plutonismul sialic legat de faza de orogeneză tîrzie, ceea ce arată că în hercinic Dobrogea de Nord a funcţionat ca eugeosinclinal.

La sfîrşitul Paleozoicului odată cu încetarea ultimilor mişcări hercinice, zona Măcin suferă o ridicare accentuată care are drept urmare migrarea ariei de sedimentare spre est şi restrîngerea ei la o zonă relativ îngustă ce se suprapunea actualei zone Tulcea. Din zona Munţilor Măcin, în Triasic, numai partea sa sudică era ocupată de mare.

În geosinclinalul triasic care nu a fost supus decît unei singure faze de cutare (cutarea chimerică veche) se recunosc mai bine diversele faze din evoluţia sa.

Institutul Geologic al României

Unii autori (D. M. PREDA 1959, 1962), consideră că aceste mişcări au fost de o intensitate excepţională, dînd naştere la două pînze de şariaj de amploare deosebită, pînza şisturilor verzi şi pînza central carpatică.

Perioada anorogenă a geosinclinalului triasic corespunde depunerii formaţiunilor psefito-psamitice din Triasicul inferior şi depozitelor carbonatate din Triasicul mediu şi începutul Triasicului superior. Acestea reprezintă deci depozitele perioadei de vacuitate a geosinclinalului, în sensul lui AUBOUIN.

La începutul Triasicului superior, diverse blocuri ale fundamentului încep să se mişte pe verticală invers unul faţă de celălalt şi se schiţează primele şanturi (fose) sinclinale secundare. În sedimentaţie acest fapt se face simţit prin apariţia unei serii formată dintr-o alternanţă de calcare în plăci şi şisturi marnoase (calcarele cu silexite), care apoi trece la o serie de marno-calcare (stratele cu Halobii). Acestea sînt depozitele de tranziţie de la faza de vacuitate, la faza de umplere adică de la perioada anorogenă la perioada de orogeneză.

Fracturile după care diversele blocuri s-au mişcat invers unul faţă de altul, au constituit totodată şi căile de acces pentru magmele bazice, veniri ce s-au manifestat ca erupţiuni submarine. Aceste erupţiuni deci sînt legate de începutul fazei de orogeneză a geosinclinalului triasic, reprezintă cu alte cuvinte erupţiunile iniţiale de roce bazice, legate de începutul mişcărilor din faza chimerică veche.

La începutul Norianului condiţiile de sedimentare se schimbă ca urmare a intensificării mişcării orogenice, care au dus la o denivelare şi mai accentuată a fundului mării. Din porţiunile ridicate s-au desprins blocuri care s-au prăbuşit spre zonele în scufundare şi au dat naştere la depozite ce amintesc formaţiunile de wildfliş.

În Norianul superior geosinclinalul trece la perioada de umplere cînd iau naştere depozitele de tip fliş, păstrate mai ales în partea de vest a zonei Tulcea.

Cu o întrerupere în sedimentare care a avut loc în Liasicul inferior, geosinclinalul îşi menţine aceleaşi caractere pînă în Liasicul mediu.

Cu sfîrşitul Liasicului, deci cu încheierea mişcărilor chimerice vechi cînd geosinclinalul Dobrogei de Nord se ridică sub forma unui lanţ muntos, acesta îşi încheie evoluţia devenind o zonă consolidată, care se alipeşte domeniului platformei şi prin sudarea cu platforma podolică dă naştere la ceea ce STILLE denumeşte Vorlandul Vistulo-Podolic al Carpaţilor orientali.

Odată cu ridicarea orogenului nord-dobrogean în Liasic, în faţa acestuia ia naştere o depresiune premontană (I. DUMITRESCU şi colab., 1962) care preia funcţia de zonă de sedimentare, sedimentare care a fost foarte activă pînă în Jurasicul superior. Ţinînd seama de poziţia faţă de catena hercinic-chimerică şi de succesiunea în timp, depozitele depresiunii predobrogene ar trebui să reprezinte molasa geosinclinalului nord-dobrogean. Caracterele litologice şi litofaciale ale acestor depozite încă nu sînt destul de bine cunoscute pentru a se putea face o afirmaţie precisă.

Cu formaţiunile lagunare din Jurasicul superior se încheie ciclul de sedimentare. Următoarele depozite care aparţin Cretacicului superior, sînt depozite de tip platformă.

Institutul Geologic al României

POZIȚIA GEOSINCLINALULUI NORD DOBROGEAN

O problemă destul de desbătută a fost aceea a legăturii orogenului hercinic-chimeric nord dobrogean spre NW și spre E. În această privință părerile diferă. R. ZUBER (1903) consideră că Dobrogea de Nord ca și Sandomirul reprezintă resturile unei aceleiași catene care se întindea prin fața Carpaților orientali, părere la care s-au asociat M. V. MURATOV, N. MAȘLAKOVA, F. A. MIHAILOV (1953) precum și geologii polonezi.

L. MRAZEC (1910) presupune continuarea Dobrogei de Nord spre NW prin regiunea ocupată de Carpații orientali în direcția Sudeților, dar cu care nu se lega.

I. P. VOITEȘTI (1935) considera zona centrală a Carpaților orientali drept continuarea Dobrogei de Nord pe baza similitudinii faciale a Triasicului.

H. STILLE (1953) consideră continuarea dobrugidelor hercinice în munții Polonici, (Colinele Lysagora) iar dobrugidele chimerice vechi s-ar închide undeva între Dobrogea și Munții Poloniei.

În ultimul timp D. M. PREDA (1959, 1962) susține că Dobrogea de Nord împreună cu formațiunile Dobrogei Centrale șariate peste aceasta (pînza șisturilor verzi) se prelungește pe sub Carpați în direcția NW pînă la Viena.

I. DUMITRESCU și colaboratorii (1962) admit ca probabilă o terminare periclinală a Dobrogei de Nord undeva la NW de Dunăre în fața Carpaților orientali, bazați pe faptul că în conglomeratele Carpaților orientali nu sînt remaniate elemente nord dobrogene, așa cum se întîlnesc șisturile verzi. Acest lucru D. M. PREDA îl explică admițînd existența pînzei șisturilor verzi de vîrstă chimerică veche avînd ca autohton lanțul hercinic chimeric.

Faptele de care trebue să se țină seamă în elucidarea acestei probleme sînt următoarele :

1. Dobrogea de Nord reprezintă restul unui geosinclinal de vîrstă hercinică chimerică ce separă platforma podolică de Vistulikum (Dobrogea Centrală) și se constată că depozitele siluriene reprezintă primele formațiuni cutate ce se întîlnesc în imediata vecinătate a platformei podolice.

2. În fața orogenului hercinic dobrogean, ca urmare a ridicării acestuia s-a născut o depresiune premontană umplută cu depozite jurasice, amplasată pe zona de contact dintre platforma podolică și orogenul hercinic chimeric dobrogean. De aici rezultă că eventuala detectare a acestei depresiuni sau a depozitelor siluriene cutate, spre nord-vest, va da indicații asupra continuării orogenului hercinic chimeric în această direcție.

Cercetările prin foraje au pus în evidență depozite jurasice în depresiunea Bîrladului și în împrejurimile Rădăuțului. Mai spre NW, la Colomea s-a întîlnit Silurianul fosilifer înclinînd cu 45°—70°. În continuare în regiunea Lwow—Lublin s-au întîlnit depozite jurasice, sub care sînt depozite siluriene cutate. Acestea sînt depozitele paleozoice cutate din mediata vecinătate a platformei podolice, ocupînd aceeași poziție ca și cele din nordul Dobrogei. Cu alte cuvinte acestea reprezintă continuarea orogenului hercinic în această direcție. Faptul că nu s-au găsit încă de-

Institutul Geologic al României

pozite triasice de tip alpin nu înseamnă că acestea nu s-ar fi dezvoltat şi aici. În orice caz depozitele socotite pînă acum triasice de tip germanic, s-a demonstrat că aparţin de fapt Jurasicului depresiunii premontane (O. M. ANASTASIEVA şi E. E. MIGACEVA, 1957).

Aşa dar lanţul hercinic chimeric ale cărui vestigii apar la zi în nordul Dobrogei se continua spre NW prin faţa Carpaţilor orientali, pe la vest de Lwow şi ajungea pînă în faţa masivului Sandomir. Masivul Sandomir se situează deci în spatele lanţului hercinic chimeric adică ocupă aceeaşi poziţie pe care o are Dobrogea Centrală faţă de Dobrogea de Nord. Devonianul aproape în poziţie orizontală şi Triasicul în facies germanic din Sandomir pledează tocmai în sprijinul ideii că acest masiv ar fi corespondentul Dobrogei Centrale. Lipsa elementelor nord dobrogene în formaţiunile Carpaţilor o interpretăm în sensul lui D. M. PREDA.

În privinţa continuării spre est a orogenului dobrogean, se constată că în zona Tulcea toate structurile au tendinţa de a trece de la direcţia armoricană NW—SE la cea azoviană E—W şi chiar o uşoară arcuire spre nord, îndreptîndu-se spre Crimeea. Formaţiunea tauridică din această ultimă regiune care marchează faza de umplere a geosinclinalului chimeric, amintind Triasicul superior şi Liasicul din Dobrogea întăresc ideia continuării Dobrogei în Crimeea. Prezenţa Werfenianului de tip alpin în Caucaz justifică presupunerea că mai departe Dobrogea de Nord s-ar continua în Caucaz (STILLE 1953).

În concluzie geosinclinalul hercinic chimeric dobrogean reprezintă resturile unei catene care se situa la NE de Sandomir şi se prelungea în direcţia SE pe la marginea estică a structurilor actualilor Carpaţi orientali. În regiunea Dobrogea descrie o arcuire spre ENE mulînd oarecum masivul ucrainean Voronej şi se continua în Crimeea şi Caucaz.

Primit: decembrie 1963.

BIBLIOGRAFIE

ANASTASIEVA M. O., MIGACEVA E. E. (1956). Novie dominic o vazraste i paleogheografii pestratvetov mezozoia ingo-zapada Russkoi platformi. *Dok. Akad. N. SSSR.* 110 nr. 4.

ANASTASIU VICTOR (1897) Le Trias de la Dobrogea. *Bull. Soc. Géol. Franc.*, ser. 3, XXV.

ANASTASIU VICTOR (1898). Contributions a l'étude géologique de la Dobrogea (Roumanie). Thèse. Paris.

ATANASIU ION. (1940). Privire generală asupra geologiei Dobrogei. Iaşi.

AUBOUIN J. (1959). À propos d'une centenaire: les aventures de la notion de géosynclinal. *Rev. de Géographie et de Géologie dynamique.* vol. II. fasc. 3. II-ém série (1958).

AVANISIAN G. M. (1954). Gheologiceskoi razvitie Moldavskoi depresii. *Izv. A. N. SSSR, Ser. gheol. 1.*

BĂNCILĂ ION. (1948). Geologia Carpaţilor orientali. Bucureşti.

CERVINSKAIA N. M., GUREVICI L. B. (1959). K voprosu o tektonike Pricernomorskoi vpadini. *Sov. Gheol.* 4.

Institutul Geologic al României

Cosma Stanciu, Teodoru I., Brestoiu C., (1959). Cercetări geologice în Dobrogea centrală. *D. S. Com. Geol.* vol. XLVI (1958—1959). Bucureşti.

Drumea V. A., Ivanciuc K. P., (1962). O gheologhiceskom stroenii Ostrova Zmeinogo (Cernoe More). *Buil. Mosk. Obs. isp. pri. otdel.* nr. 1.

Dumitrescu I., Săndulescu M. şi colab. (1963). Mémoire à la charte techtonique de la R.P.R. *An. Inst. Geol. XXXII.* Bucureşti.

Gavăt I., Airinei St., Botezatu R., Socolescu M., Stoenescu Soarlat, Vencov I. (1963). Structura geologică profundă a teritoriului R.P.R. după datele actuale geofizice (gravimetrice şi magnetice). *Acad. R.P.R. Studii şi Cercetări de Geofizică* 1 — 1963. Bucureşti.

Grigoraş N., Dănet T. (1961). Contribuţii la cunoaşterea şisturilor verzi dobrogene. *Studii şi Cercetări de Geologie Acad. R.P.R.* T. VI nr. 3. Bucureşti.

Grigoraş N. (1961) Geologia zăcămintelor de petrol şi gaze din R.P.R. Bucureşti

Grigoraş N. (1956). Asupra prezenţei Silurianului în Dobrogea. *Bul. Acad. R.P.R.* Sect. II. I/3—4. Bucureşti.

Ianovici V., Giusca D., Stiopol V., Bacalu V., (1957). Studiul mineralizărilor din zăcămintele de baritină şi sulfuri metalice în regiunea Somova. *An. Univ. C. I. Parhon Ser. St. Nat.* XV. Bucureşti.

Ianovici V., Giusca D., Mutihac V., Mirăuţă O., Chiriac M. (1961). Aperçu général sur la géologie de la Dobrogea. *Guide des excursions. Ass. Géol. Carp. Balk. Vème-congr.* Bucureşti.

Ianovici V., Giusca D. (1961). Contribuţii la studiul fundamentului cristalin din Podişul Moldovenesc şi Dobrogea. *Acad. R.P.R. Studii şi Cercetări de Geologie.* Tom VI nr. 1 Bucureşti

Ilie Mircea. (1956). Alcătuirea geologică a pământului romînesc. Bucureşti.

Kittl F., (1908). Beiträge zur Kenntnis der Triasbildungen der nord-östlichen Dobrudscha. *Denkschr. Wien. Akad. Wiss.* LXXXI. Wien.

Liteanu E., Pricăjan A. (1962) Alcătuirea geologică a deltei Dunării. *Acad. R.P.R. Hidrobiologia* vol. IV. Bucureşti.

Mihailov A. F., (1953). Principalele etape ale dezvoltării Depresiunii subcarpatice. *An. Rom. Sov. s. geol. geogr.* nr. 6. Bucureşti.

Mirăuţă Orest şi Mirăuţă Elena (1963). Paleozoicul din partea sudică a munţilor Măcin. *D. S. Com. Geol.* XLVI (1958—1959). Bucureşti

Mirăuţă Orest (1963 b). Aspects de l'évolution du géosynclinal de la Dobrogea de Nord. *Ass. Géol. Carp. Balk. VI-ème Congr. Résumés des communications.* Varsovie.

Mirăuţă Orest. (1964) Sisturile verzi din regiunea Dorobanţu-Măgurele (Dobrogea centrală). *D. S. Com. Geol.* vol. L/II (1962—1963) Bucureşti.

Mrazek L. (1910) Despre rocile verzi din conglomeratele terţiare ale Carpaţilor şi Subcarpaţilor Romîniei. *D. S. Inst. Geol. Rom.* vol. II. Bucureşti.

Muratov V. M., Maslacova T. I., (1953). Etapele principale ale istoriei geologice a Carpaţilor orientali. *An. Rom. Sov.*, 3 Bucureşti.

Muratov V. M. (1960). Kratkii ocerk geologic eskovo stroenia Krîmscov poluostrova. Moskva.

Murgeanu G., Patrulius D., (1963). La Paléozoique de la plate-forme moesienne. *Assoc. Carp. Balc. Congr. VI.* (Résumés) Varşovia.

Murgoci G. (1914). Études géologiques dans la Dobrogea de nord. La tectoniques de l'aire cimerienne. *An. Inst. Geol. Rom.* VI Bucureşti.

Mutihac Vasile. (1962 a) Asupra prezenţei Norianului in Dobrogea de N. *D. S. Com. Geol.* vol. XVLIII (1959—1960). Bucureşti.

Institutul Geologic al României

MUTIHAC VASILE (1962 b). Sur le Jurassique inferieur de Dobrogea (Roumanie). Colloque du Jurassique. Luxemburg

MUTIHAC VASILE (1962 c). Observaţiuni asupra Triasicului de la Agighiol-Zebil (Dobrogea de nord). *D. S. Com. Geol.* vol. XVLI (1958—1959). Bucureşti.

MUTIHAC VASILE (1961). Stratigrafia Triasicului şi raporturile acestuia cu Jurasicul în orogenul hercinic-chimeric dobrogean. *Asoc. Carpato-Balcanică Congr.* V Bucureşti.

PASCU R. (1904). Studii geologice şi miniere în Jud. Tulcea.

PASCU R., (1909). Răspîndirea şisturilor verzi, a Jurasicului şi a Neo-Cretacicului din Dobrogea. *An. Inst. Geol. Rom.* III Bucureşti.

PĂTRUT I., MOLNAR M., GRIGORESCU Al., RĂDESCU M., CRISTODULO TH. (1961). Depresiunea predobrogeană şi poziţia ei în cadrul structural al teritoriului R.P.R. *Congr. V al Asoc. Carp. Balc.* vol. IV. Bucureşti.

PETERS K. Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha. (1867). *Denkschrift d. k. Akad. Wiss.* Bd. 27. Wien

PREDA M. D. (1959). Poziţia tectonică a orogenului hercinic-chimeric al Dobrogei de nord în cadrul geologic structural regional. *An. Rom. Sov. Geol. Geogr.* II. Bucureşti.

PREDA M. D. (1964). Vorlandul orogenului carpatic. Poziţia lui tectonică în cadrul geologic structural al Europei. *An. Com. Geol.* XXXIII. Bucureşti.

REDLICH D. (1896). Geologische Studien in Rumänien. II *Verh. d. k. geol. R. A.* Wien

SAVUL MIRCEA. (1931). Erupţiunile de diabaze din nordul Dobrogei. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XVIII (1929—191). Bucureşti.

SAVUL MIRCEA. (1935). Porphyres quartzifères de la région Meidanchioi-Consul. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XX/1931—1932). Bucureşti.

SAVUL MIRCEA (1937). Le granit de Coşlugea. *C. R. Inst. Geol. Roum.* XXI (1932—1933) Bucureşti.

SIMIONESCU ION. (1910 a). Fauna triasică inferioară din Dobrogea. *Acad. Rom. V. Adamachi.* XXIX. Bucureşti

SIOMIONESCU I. (1910 b). Fauna triasică de la Desli Caira. *Acad. Rom. Fond. V. Adamachi* vol. V. Bucureşti.

SIMIONESCU I. (1910) Fauna triasică din insula Popina. *Acad. Rom. Fond. V. Adamachi* vol. V. Bucureşti

SIOMIONESCU ION. (1913). Fauna amoniţilor triasici de la Agighiol. *Acad. Rom. Publ. V. Adamachi.* XXXVI. Bucureşti.

STILLE H. (1953). Der geotektonische Werdegang der Karpaten. *Beihefte. Geol. Jb.* 8. Hannover

STEFĂNESCU GRIGORIU (1890). Cursu elementaru de geologie.

VOITEŞTI I. P. (1935). Evoluţia geologică şi paleontologică a pămîntului romînesc. *Rev.* Muz. *Geol. Univ. Cluj.*, vol. V nr. 2 Cluj.

ZUBER R., (1903). Über die Herkunft der exotischen Gesteine am Aussenrande der karpathischen Flyschzone. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A.* Wien.

* * * (1958). Structure géologique de l. URSS Tom. I Stratigraphie Fasc. 4 Mesozoique. Moscova.

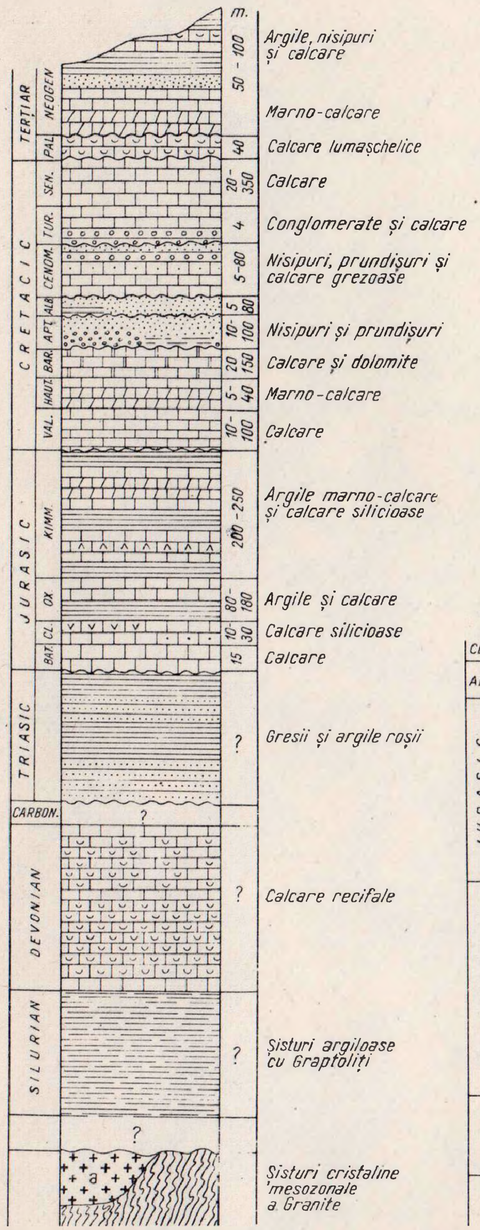
* * * Harta geologică a R.P.R. sc. 1 : 500.000. Ed. I.

Institutul Geologic al României

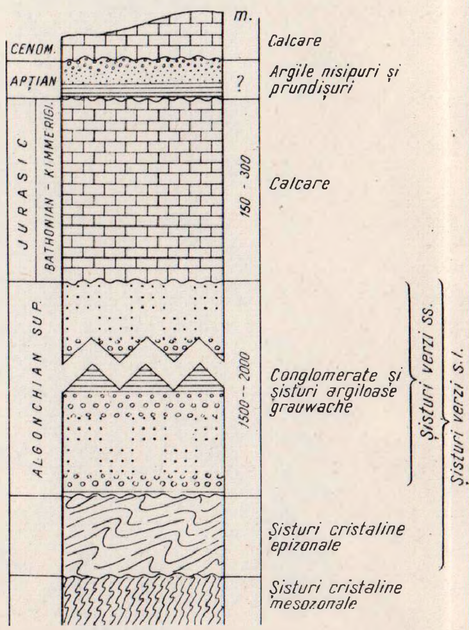
Institutul Geologic al României

COLOANE STRATIGRAFICE

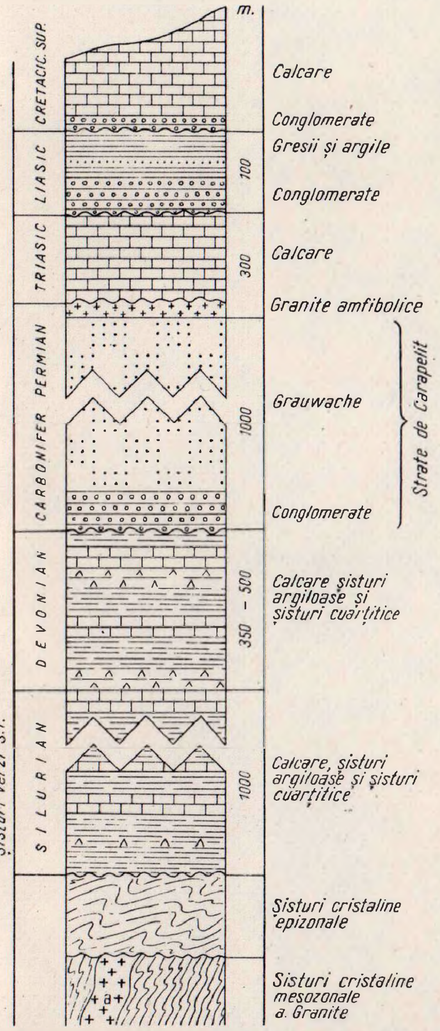
DOBROGEA DE SUD



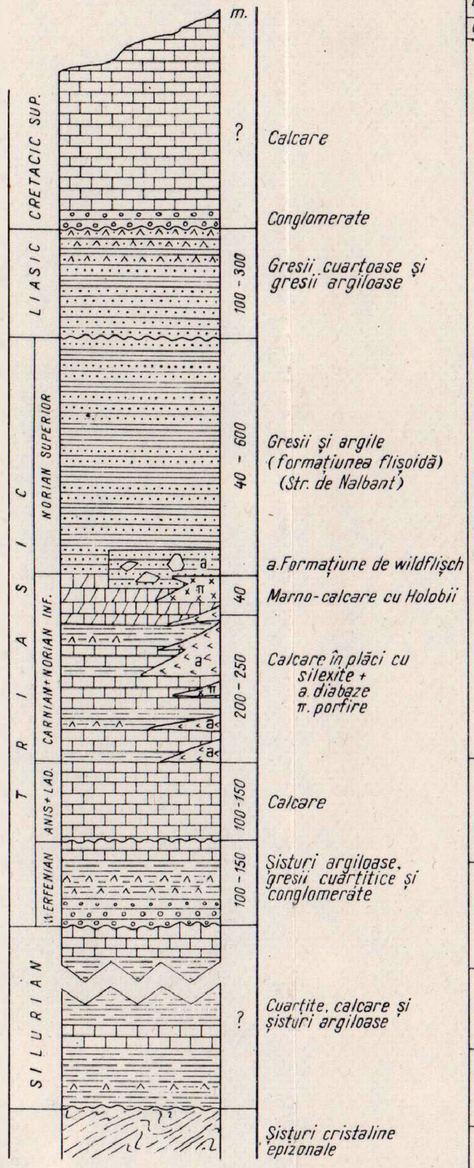
DOBROGEA CENTRALĂ



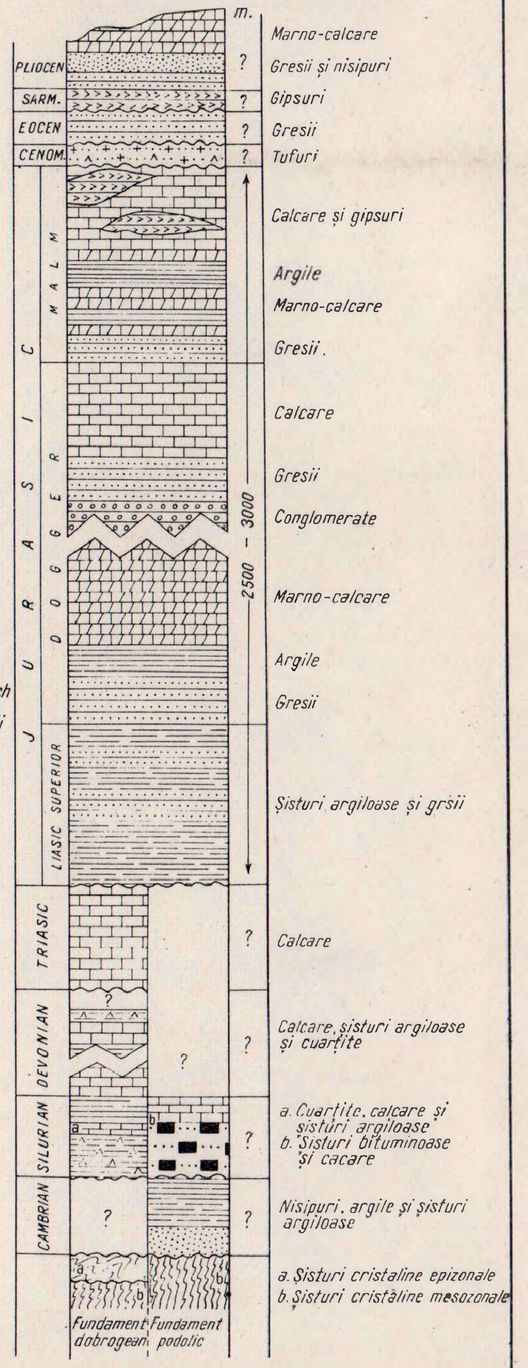
ZONA MĂCIN



ZONA TULCEA



DEPRESIUNEA PREDOBROGEANĂ



Desen V. Nițu

Imprim. Atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

SCHIȚA STRUCTURALĂ A DOBROGEI

baza geologică după harta sc. 1:1000000 (baza simplificată) a Comitetului Geologic
Liniile geofizice după I. Gavăt și colaboratorii 1963

0 10 20 30 km.

1. LINII DE FUNDAMENT DETECTATE GEOFIZIC
- Linii de ordinul I (magnetic)
- Linii de ordinul II ,,
- Linii de ordinul III ,,
- Linii de ordinul I (gravimetric)
- Linii de ordinul II ,,

2. DISLOCAȚII DETECTATE PE CALE DIRECTĂ
- Linii de ordinul I
- Linii de ordinul II

PANCIU
TECUCI
FOCȘANI
R. SĂRAT
Buzăul
GALAȚI
BRĂILA
Lacul Sărat
MĂCIN
U. R. S. S.
ISACCEA
TULCEA
SULINA
SF. GHEORGHE
Zona Măcin
Zona Tulcea
Dobrogea de Nord
Dunavățul de Sus
Pecineaga
BABADAG
Camena
Jurilovca
Gura Portița
Dranov
OFĂUREI
Insurăței
HÎRȘOVA
Dobrogea centrală
Cogealic
Capidava
Ialomița
SLOBOZIA
FETEȘTI
CĂLĂRAȘI
MEDGIDIA
Ovidiu
CONSTANȚA
Dobrogea de Sud
Baneasa
Cobadin
Negru Vodă
MANGALIA
R. P. B.
MAREA NEAGRĂ

LEGENDĂ

1 Aluviuni
2 Pleistocen
3 Pliocen
4 Miocen
5 Paleogen
6 Cretacic superior
7 Cretacic inferior
8 Jurasic
9 Triasic
10 Carbonifer, Permian
11 Silurian, Devonian
12 Șisturi verzi
13 Șisturi cristaline
14 Efuziuni vechi
15 Intruziuni acide

Imprim. Atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

VASILE MUTIHAC

HARTA GEOLOGICĂ A ZONEI TULCEA

(Dobrogea de Nord)

0 1 2 3 4 Km.

Partea de sud a zonei Măcin completată după O. și E. Mirăuță 1959

U. R. S. S.

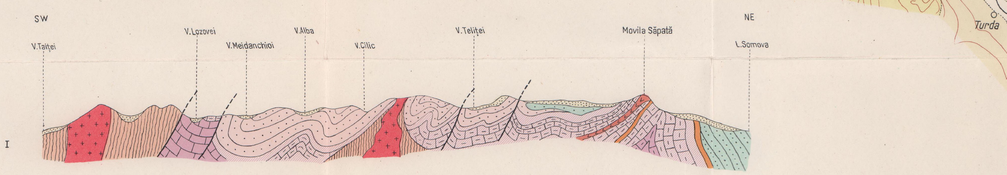
DUNĂREA

DUNĂREA VECHE

ISACCEA · Ștefan Gheorghiu · Lunca Vie · Prespan · D. Teilor · Greci · Nifon · Nicolițel · Sarica · Telița · Helmcearca · Meidanchioi · D. Malciu · Trestenic · Balabancea · Cerna · Piatra Roșie · Mircea Vodă · Traian · Horia · Tatul · Filimon Sîrbu · D. Consul · D. Tătani · N. Bălcescu · Turda · Satul Nou · Mihai Bravu · Baia Teprachioiul · Nalbant · Alba · Cîmpul Mare · Valea Mare · Valea Mică · Parches · L. Rotund · L. Saun · L. Telincea · L. Parches · Somova · L. Somova · Tulcea Veche · Monument · TULCEA · L. Zaghen · Ostrov · Ciotoi · Frecăței · Postu · D. Roșu · Catalol · Mihail Kogălniceanu · Iaz Demis Tepe · Congaz · D. Zebil Uțu · Zebil · Baba Zaibi · Sabangia · Sarichioi · Lacul Babadag · BABADAG · Heraclea · Enisala · Capul Iancilei · L. Razelm · I. Grădiștea · I. Popina · Agighiol · D. Petros · Deluțorul · D. Lung · Valea-Nucarilor · Cerchezoaia · Cerchezoaia-Hacibeilei · D. Bujoare · Partizanu · Bratul Sulina · Maliuc · Vulturu · Gorgova · Ilganii-de-Jos · Bogza · Trei Eleini · Ada Marinescu · Bratul Sf. Gheorghe · Bella Mare · Bestepe · Col. Mahmudiei · Mahmudia · L. Gorgova · L. Cuzmința Mare · L. Fastic · L. Crugic · L. Corbovat · L. Potcoava · L. Gorgovăț · L. Isacel · Cracaciel · Valea Nucarilor · Carabil · L. Sărat · Beibugeac · Murighiol · Dunavățu de Sus · Sarinasuf

LEGENDA

HOLOCEN	1		Aluviuni
PLEISTOCEN	2		Leass și depozite leossoide
CRETACIC SUP.	3		Congl. și calcar. (depozite de platformă)
LIASIC	4		Gresii argiloase
NORIAN SUP.	5		Gresii-facies flișoid
NORIAN INF. CARNIAN SUP.	6		Marno calcare (Str. cu Holobii)
CARNIAN	7		Calcare în plăci cu silexite
CARNIAN INF. LADINIAN ANISIAN	8		Calcare masive cu amoniți
WERFENIAN	9		Șisturi argiloase fosilifere a. Gresii cuarțitice b. Conglomerate c.
CARBONIFER	10		Grauwache și conglomerate (Str. de Carapelit)
DEVONIAN	11		Șisturi cuarțitice și calcare
SILURIAN	12		Șisturi cuarțitice și calcare
	13		Șisturi cristaline epizonale Cuarțite masive (θ)
	14		Șisturi cristaline mezozonale
	15		Diabaze
	16	π_1 π_2	Porfire (π_1 paleozaice π_2 triasice)
	17		Corneene
	18		Granite alcaline (tip Turcoaia)
	19	γ_3	Granite amfibolice (tip Greci)
	20	γ_2	Granite micropegmatitice (tip Coșlugea)
	21	γ_1	Granite gneisice (tip Megina)
	22		Direcție de profil
	23	μ	Filoane de diabaze
	24	π	Filoane de porfire
	25		Puncte fosilifere
	26	520	Foraje
	27		Ax de anticlinal
	28		Ax de sinclinal
	29		Falie
	30		Falie inversă



LEGENDA

PLEISTOCEN	1		Loes
LIASIAC INF.	2		Gresii
NORIAN. SUP.	3		Gresii
NORIAN INF. CARNIAN INF.	4		Marno-calcare (str. cu holobii)
CARNIAN	5		Calcare cu silexite
LADINIAN ANISIAN	6		Calcare masive
WERFENIAN	7		Gresii și conglomerate
	8		Șisturi epimetamorfice
	9		Diabaze
	10		Porfire
	11		Granite

Des. St. Voinea

Imprim atel. Inst. Geologic

Institutul Geologic al României

GÉOLOGIE DE LA ZONE DE TULCEA ET SA POSITION DANS LA STRUCTURE DE LA DOBROGEA

PAR

V. MUTIHAC

(Résumé)

La Dobrogea comprend trois unités à savoir : la Dobrogea méridionale, la Dobrogea centrale et la Dobrogea septentrionale, dont chacune a une évolution caractéristique pendant les diverses époques.

La Dobrogea méridionale s'étend au Sud de la dislocation Ovidiu-Capidava. Son soubassement est constitué par des schistes cristallins à cristallinité avancée et traversés de massifs granitoïdes dont la présence peut être déduite des éléments remaniés dans les formations de la Dobrogea Centrale. Les terrains cristallophylliens constituent le soubassement de la zone comprise entre les Carpates et les Balkans ; c'est l'Éperon valaque (STILLE, 1953). Les schistes cristallins supportent en discordance des dépôts paléozoïques rencontrés dans les forages, le Silurien (schistes à graptolites) à Costineşti, le Dévonien (calcaires coraligènes) dans le NE de la Bulgarie et probablement le Carbonifère. Les dépôts paléozoïques paraissent être disloqués. Ils sont surmontés par le Trias de type germanique, le Jurassique, le Crétacé et le Tertiaire. La cuverture méso-cénozoïque présentent de nombreuses discontinuités de sédimentation.

La Dobrogea Centrale est la région comprise entre la dislocation Ovidiu-Capidava au Sud et Pecineaga-Camena au Nord. Dans les formations plissées de cette unité ont été séparées trois séries distinctes, à savoir : (1) les schistes cristallins de mésozone dans le Nord (Başpunar-Camena), représentés par des micaschistes à muscovite, biotite et staurolite, des micaschistes à muscovite et grenats, des amphibolites et des schistes amphibolitiques. Cette série représente probablement les mêmes schistes cristallins que ceux du soubassement de la Dobrogea méridionale ; (2) une série épimétamorphique avec des schistes séricito-chloriteux et des schistes quartzito-chloriteux à la base et des schistes blasto-aleuritiques, blasto-pélitiques et blasto-psephitiques à la partie supérieure. Les schistes épimétamorphiques s'étendent au Sud des schistes cristallins de mésozone et reposent sur des schistes affectés de diaphtorèse ; (3)

Institutul Geologic al României

une série à caractère franchement sédimentaire, non-métamorphisée, formée de grauwackes, de schistes argileux parfois rougeâtres et de conglomérats, c'est-à-dire des dépôts qui accusent une stratification rythmique, synorogéniques. La limite entre la série épimétamorphique et celle synorogène se superpose à une ligne magnétique (Ostrov-Istria) qui sépare deux zones à susceptibilités magnétiques différentes dues à la composition pétrographique différente. Les schistes épimétamorphiques et la série synorogène sont en rapports de discordance, les schistes cristallins étant remaniés par la dernière. Le nom de „schistes verts" latu senso est appliqué à la série épimétamorphique et synorogène, tandis que la dernière représente les schistes verts sensu stricto. Dans la Plaine roumaine la série synorogène supporte en discordance l'Ordovicien fossilifère, à position horizontale, rencontré dans les forages (Bordeiul Verde). Les schistes verts s.s. sont d'âge anté-ordovicien et probablement algonkien supérieur. Dans la région d'affleurement les schistes verts supportent le Jurassique et le Crétacé supérieur en faciès de dépôts de plate-forme.

La Dobrogea septentrionale s'étend au Nord de la ligne Peceneaga-Camena jusqu'au contact avec la bordure Sud de la plate-forme podolienne. On y a séparé deux sous-unités : a) à l'Ouest, la zone des monts Măcin où les dépôts paléozoïques d'âge silurien, dévonien et carbonifère sont largement développés. Le soubassement métamorphique est formé de schistes de mésozone pareils à ceux de la Dobrogea Centrale et percés de granites gneissiques concordants. Au-dessus suivent des schistes épimétamorphiques, représentés par une série quartzito-phyllitique ; b) à l'Est il y a la zone de Tulcea.

Stratigraphie de la zone de Tulcea. Le soubassement cristallin de cette zone est constitué par des schistes épimétamorphiques, représentés par des schistes quartzitiques et des schistes phylliteux, localement traversés de granites ou de filons de porphyres. Ils apparaissent au centre de la zone de Tulcea, entre Uzum Bair et Cîşla, à Monument-Tulcea, dans la région des collines de Mahmudia, Tulcea Veche, vers l'Ouest dans la région des collines de Boclugea et de Coşlugea, sur la rive du Danube à l'Ouest d'Isaccea et au delà du Danube, à Cartal. Ils appartiennent probablement à plusieurs cycles sédimentaires initiaux et, au moins en partie, ce sont les mêmes schistes épimétamorphiques que ceux de la zone des monts Măcin et de la Dobrogea Centrale. La dernière série sédimentaire métamorphisée à subi ce processus avant le dépôt de la série synorogène de la Dobrogea Centrale, (schistes verts s.s.), à savoir avant l'Algonkien supérieur.

Dans la zone de Tulcea, le Paléozoïque est rencontré seulement dans le NE de la zone, près de Mahmudia où il est représenté par des grès à hiéroglyphes, des schistes argileux, des quartizites et des schistes calcaires. Leur sédimentation rythmique rappelle les dépôts synorogènes. Ils sont attribués au Silurien, accusant le même aspect et la même position stratigraphique que les dépôts de la zone de Măcin, où leur âge est confirmé par des preuves paléontologiques (O. MIRĂUŢĂ et E. MIRĂUŢĂ, 1959). Éventuellement, ils pourraient comprendre aussi le Dévonien inférieur.

Institutul Geologic al României

Les dépôts triasiques sont discordants et transgressifs sur le soubassement cristallin. Ce système est représenté par tous ses étages. Le Trias inférieur débutant par des conglomérats, comprend des grès quartzitiques blancs et violacés et des schistes argileux rouges. Ces dépôts, dépourvus de traces organiques, affleurent à Monument-Tulcea (fig. 4), Mahmudia, Uzum Bair etc.; à Tulcea Veche ils passent progressivement vers la partie supérieure à des schistes argileux et à des calcaires schisteux fossilifères (*Pseudomonotis venetiana*, *P. aurita*, *Tirolites haueri*, *T. subilliricum*, *Dinarites mohamedanus* etc) (fig. 5). Ils représentent l'équivalent des Couches de Campile des Alpes (Werfénien supérieur); les conglomérats et les grès siliceux sousjacents sont l'équivalent des Couches de Seis (Werfénien inférieur). Il est possible qu'en certains endroits, tel auprès du hameau Nicolae Bălcescu et même à Monument-Tulcea, une partie des conglomérats appartiennent au Permien supérieur.

L'Anisien et le Ladinien sont représentés par des dépôts carbonatés. Le développement typique est rencontré à Agighiol où apparaissent des calcaires massifs ou faiblement stratifiés, gris, rougeâtres, souvent noirs. Ils sont très fossilifères à Agighiol et Uzum Bair. Mentionnons : *Acrohordiceras halili*, *Monophyllites confucii*, *M. aonis*, *Joanites klipsteini*, *J. difissus*, *Arcestes ausseanus*, *Sageceras haidingeri*, *Sturia sansovinii*, *Megaphyllites jarbas*, *Protrachyceras archelaus*, *Pleuronautilus ampezzanus* etc. Le contenu faunique montre que les dépôts carbonatés du type d'Agighiol appartiennent à l'Anisien, au Ladinien et à la partie inférieure du Carnien. Dans l'Est de la zone de Tulcea, les calcaires deviennent plus massifs et renferment une faune alpine du type St. Cassian. Il s'agit d'une équivalence stratigraphique et non pas d'une identité de faciès.

Entre le Werfénien et l'Anisien apparaît une discontinuité stratigraphique.

Les calcaires du type d'Agighiol sont surmontés par des dépôts qui marquent un changement prononcé de faciès. Ils sont formés de calcaires en plaquettes à silexites à intercalations de schistes argileux et marneux. Ils atteignent 150 à 200 m d'épaisseur et vers la partie supérieure les calcaires deviennent plus fréquents et d'aspect noduleux. Dans l'Ouest de la zone de Tulcea, le faciès change par suite des conditions de sédimentation créées par les éruptions sous-marines de diabases. Les dépôts apparaissent comme une alternance de calcaires lités, de schistes argileux et de coulées de diabases (fig. 11). Au contact avec les diabases, les schistes argileux contiennent des Radiolaires. Ces dépôts sont d'âge carnien et surmontent en continuité de sédimentation les calcaires du type d'Agighiol. Suit une série de marno-calcaires, qui vers la base renferme de fréquentes intercalations de calcaires noirs et vers la partie supérieure des calcaires à concrétions éllipsoïdales, si nombreuses que les dépôts prennent l'aspect de pseudoconglomérats. Dans les marno-calcaires on rencontre beaucoup de Halobies d'où le nom de Couches à Halobies. À la partie supérieure on a trouvé les formes *Sageceras haidingeri* et *Cladiscites diuturnus*, qui indiquent l'âge carnien supérieur — norien inférieur. Dans la partie

Institutul Geologic al României

occidentale, les marnes à Halobies changent de faciès, prenant parfois une teinte rouge.

À leur partie supérieure sont ensédimentés des blocs de calcaires de dimension variables, de sorte que ces dépôts rappellent localement le faciès Wildflysch. Les couches à Halobies font la transition vers une série détritique épaisse de quelques centaines de mètres. Elle est constituée par des grès stratifiés à intercalations d'argiles et d'argilites, présentant le phénomène de sédimentation rythmique qui leur imprime le caractère de formation de Flysch (Couches de Nalbant). Il s'agit du Flysch des plissements cimmériens anciens. Par endroits, les intercalations argileuses renferment des Halobies, des restes de Crinoïdes et de Fuccoïdes. La série détritique est d'âge norien supérieur.

À la fin du Trias il y a une lacune de sédimentation, puisque le Lias débute par sa partie moyenne (Pliensbachien) transgressive et discordante sur les divers termes du Trias. Le Lias est représenté par des grès argileux en couches épaisses à *Uptonia* cf. *jamesoni*, *Tropidoceras masseanum* et *Uptonia regnardi*. À Denis Tepe, le Lias revêt un faciès flyschoïde, tout comme le Norien supérieur.

Magmatisme de la zone de Tulcea. L'activité magmatique s'est manifestée pendant diverses périodes. Les roches magmatiques les plus anciennes sont les granites qui traversent les schistes épimétamorphiques d'Uzum Bair et de Coşlugea. Ce sont des granites rouges concordants, micropegmatitiques, riches en feldspaths potassiques. Ils métamorphisent au contact les schistes épimétamorphiques. Une autre catégorie de roches magmatiques sont les granites du type Greci, qui apparaissent à Cilic et dans la zone de Măcin. Sous l'action de ces granites, les dépôts paléozoïques supérieurs (Couches de Carapelit) ont subi un métamorphisme de contact. Ces dépôts ne sont pas rencontrés dans la zone de Tulcea. Du même âge sont les porphyres de Mihai Bravu, Monument Tulcea, des collines de Mahmudia.

Les éruptions triasiques sont représentées par des coulées sous-marines de diabases (magmatisme initial) et des porphyres, le long de l'alignement Consul-Meidanchioi. Ces éruptions ont commencé au Carnien et ont duré jusqu'au Norien inférieur, se manifestant par des venues successives de magmas basiques qui alternaient avec des éruptions de porphyres. Le dépôt des calcaires à silexites pendant le Carnien marque le début des éruptions.

Tectonique de la zone de Tulcea. La zone de Tulcea représente un synclinorium dont les plis accusent une tendance de déversement vers le NE. Les plis de la partie occidentale de la zone de Tulcea sont souvent faillés, de sorte que la zone est fragmentée en plusieurs blocs. La fracture la plus occidentale est la ligne Luncavița-Consul, le long de laquelle la zone de Măcin chevauche la zone de Tulcea. Vers l'Est, suit la faille Meidanchioi-Iulia, ensuite la faille Cilic etc. Ces dislocations sont d'âge cimmérien ancien et reflètent des fractures de soubassement, détectées par des méthodes géophysiques (gravimétrique et magmatique); Toutes les structures de la Dobrogea du Nord convergent vers le NW (Galați) tandis que vers le SE, elles se disposent en évantail, ayant la tendance de s'orienter E—W.

Institutul Geologic al României

Dépression prédobrogéenne. En face de la Dobrogea du Nord, par suite du soulèvement de cette dernière, s'ébauche une dépression prémontane, emplacée des deux côtés de la ligne de suture Dobrogea-Plateforme podolienne. Cette dépression est comblée de dépôts jurassiques épais de 3000 m. Le soubassement dobrogéen de la dépression descend en gradins à grandes amplitudes vers le Nord. La dépression prémontane se prolonge vers le NW jusque dans la zone de Lwow. Des seuils transversaux la séparent en plusieurs fosses. Un pareil seuil est situé dans la région du cours inférieur du Prut et sépare la fosse prédobrogéenne de celle de Bîrlad et un autre seuil, à l'Est, sur le cours inférieur du Nistre, délimite vers l'Est la fosse prédobrogéenne. Le Trias inférieur de Insula Şerpilor se trouve sur le prolongement de ce seuil. Ces fosses ont fonctionné pendant diverses époques, étant plus anciennes vers l'Ouest et plus récentes vers l'Est.

Évolution du géosynclinal dobrogéen. Les schistes cristallins de la Dobrogea de Nord appartiennent au moins à deux séries métamorphiques, notamment : la série cristalline de mésozone et la série cristalline d'épizone. Entre elles il y a des rapports de discordance. Les schistes cristallins d'épizone de la zone de Tulcea et ceux de la zone des monts Măcin représentent la même série, mais il est probable qu'elle appartient à plusieurs cycles sédimentaires. Il est certain que la dernière série sédimentaire a été métamorphisée avant le Silurien, vu que les dépôts siluriens représentent la plus ancienne formation sédimentaire fossilifère. On admet, toutefois, que les schistes cristallins de mésozone de la zone des monts Măcin représentent la même série que celle de la Dobrogea Centrale (entre Başpunar et Camena) car entre celle-ci il n'y a pas de différence au point de vue pétrographique et que les schistes cristallins d'épizone de la Dobrogea septenrionale sont — au moins en partie — l'équivalent des schistes d'épizone de la Dobrogea Centrale. Vu cette interprétation, le métamorphisme de la série — ou des séries — sédimentaires dont prirent naissance les schistes épimétamorphiques, a précédé le dépôt des schistes verts s.s.algonkiens supérieurs, du Sud de la Dobrogea centrale. Donc, avant l'Algonkien supérieur, la Dobrogea septentrionale avec la Dobrogea centrale et peut être une partie de la Dobrogea méridionale appartenaient au même géosynlinal. La discordance entre les schistes de mésozone et ceux d'épizone montre que ce géosynclinal unique a été affecté au moins par deux phases de plissements. À la première phase se rattachent des manifestations magmatiques caractéristiques. Ainsi, les amphibolites des schistes cristallins de Başpunar-Camena et de la zone des monts Măcin doivent être envisagées comme des éruptions initiales de la période anorogène du premier geosynclinal. Les granites concordants de Megina représentent le plutonisme sialique synorogène qui s'est manifesté pendant la phase orogène principale du même géosynclinal. D'où la conclusion qu'au début de l'évolution géosynclinale une partie de la Dobrogea septentrionale et centrale a eu la fonction d'un eugéosynclinal.

Aux époques plus rapprochées de l'Algonkien supérieur, la région reprend sa fonction de géosylnclinal et intervient une nouvelle phase orogénique accompagnée de métamorphisme, pendant laquelle les schistes

Institutul Geologic al României

cristallins préexistants ont été régénérés et les séries sédimentaires ont donné lieu aux schistes cristallins d'épizone de la Dobrogea centrale et septentrionale.

On ne saurait prouver avec certitude l'existence des processus magmatiques liés à cette phase de l'évolution du géosynclinal. À cette catégorie appartiennent probablement des granites rouges, micropégmatitiques avec beaucoup de feldspath potassique de Coşlugea et d'Uzum Bair ; ceux-ci métamorphisent au contact les schistes cristallins d'épizone dans lesquels ils sont intrus. Dans ce cas, les granites représentent un plutonisme sialique, synorogène, tardif.

Pendant l'Algonkien supérieur, le géosynclinal était relativement restreint se limitant à la Dobrogea centrale. Ce géosynclinal, dépourvu de manifestations magmatiques, a été affecté par des mouvements intenses, lorsque s'est déposée la série épaisse de dépôts synorogènes, d'âge algonkien supérieur (schistes verts s.s.). Ces derniers représentent des formations du mio-géosynclinal et occupent — à présent — la partie S de la Dobrogea centrale, s'étendant beaucoup vers le NW, sous le bord Est des Carpates orientales. L'extension vers le Nord de ce geosynclinal n'a pas dépassé probablement l'actuelle ligne Peceneaga-Camena, vu l'absence de pareils dépôts en Dobrogea septentrionale. Ce que certains auteurs considèrent schistes verts s.s. (à Tulcea, Cataloi, Cartal, etc.) sont en réalité des schistes épimétamorphiques résultés d'une orogénèse antérieure. Il n'est pas possible que dans les schistes épimétamorphiques de la Dobrogea de Nord soient compris aussi les schistes verts s.s. régénérés pendant les plissements ultérieurs à la consolidation des premiers, vu que le métamorphisme qui les aurait régénérés n'a pas été si intense pour qu'on ne puisse pas identifier la série sédimentaire initiale des schistes verts s.s.

Les plissements qui ont produit la consolidation du mio-géosynclinal des schistes verts s.s. à la suite desquels il se rattache au domaine des cratones, ont précédé l'Ordovicien, ayant lieu probablement à la fin de l'Algonkien et pendant le Paléozoïque inférieur (plissements baïkaliens et calédoniens anciens). Il résulte qu'à partir du Paléozoïque inférieur, la Dobrogea centrale s'est attachée à la plateforme et a fonctionné comme une zone cratonisée, tandis que l'aire de sédimentation s'est déplacée vers le Nord dans l'actuelle zone de la Dobrogea septentrionale.

Les dépôts siluriens et dévoniens inférieurs accusent des caractères de dépôts synorogènes et témoignent qu'en Dobrogea septentrionale ont eu lieu des mouvements calédoniens tardifs.

La discordance entre le Dévonien inférieur et la formation de Carapelit marque le début de l'orogénèse hercynienne, tandis que la formation de Carapelit représente les dépôts de comblement de ce géosynclinal. Durant ces plissements, le soubassement cristallin est fracturé et vers l'Est s'individualise une zone soulevée (zone de Tulcea) qui désormais aura une évolution différente.

L'orogénèse hercynienne est accompagnée de manifestations magmatiques. La mise en place des granites de Greci (dans la zone de Tulcea ils affleurent à Cilic) qui métamorphise au contact la formation de Carapelit,

Institutul Geologic al României

représente le plutonisme sialique rattaché à la phase orogénique tardive. Ce fait montre que pendant les plissements hercyniens, la Dobrogea septentrionale a fonctionné comme un eugéosynclinal.

À la fin du Paléozoïque, donc après les derniers mouvements hercyniens, la zone de Măcin subit un soulèvement accentué dont la conséquence est le rétrecissement et la migration de l'aire de sédimentation vers l'Est, de sorte qu'elle se superposait à l'actuelle zone de Tulcea. Au Trias, il n'y avait que la partie Sud de la zone des monts Măcin qui fût envahie par la mer.

Dans le géosynclinal triasique — soumis à une seule phase de plissement, notamment les plissements cimmériens anciens — les diverses phases de son évolution peuvent être mieux reconnues.

Certains auteurs (D. M. PREDA, 1959, 1962) considèrent que les mouvements cimmériens ont eu une intensité exceptionnelle, donnant lieu à deux nappes de charriage de grande ampleur, à savoir : la nappe des schistes verts et la nappe centrale carpatique.

La période anorogène de géosynclinal triasique correspond au dépôt des formations pséphito-psammitiques du Trias inférieur ainsi qu'aux dépôts carbonatés du Trias moyen et du début du Trias supérieur. Ceux-ci représentent les dépôts de la période de vacuité du geosynclinal selon J. AUBOUIN.

Au début du Trias supérieur, par le jeu sur la verticale des divers blocs du soubassement s'esquissent les premières fosses secondaires. L'instabilité du soubassement se reflète dans la sédimentation par le dépôt d'une série formée d'une alternance de calcaires lités et de schistes marneux (calcaires à silexites), qui passe à une série de marno-calcaires (couches à Halobies). Ce sont les dépôts de transition de la phase de vacuité à la phase de comblement, c'est-à-dire de la période anorogène à celle orogénique.

Les fractures le long desquelles se sont déplacés les blocs ont constitué, en même temps, les voies d'accès des magmas basiques, ces dernières se manifestant comme éruptions sous-marines. Donc, celles-ci se rattachent au début de la phase orogénique du géosynclinal triasique et, par conséquent représentent les éruptions initiales des roches basiques liées au début des plissements cimmériens anciens.

Au commencement du Norien, les conditions de sédimentation changent par suite de l'augmentation de l'intensité du mouvement orogénique qui a causé une dénivellation encore plus accusée du fond de la mer. Des aires soulevées se sont détachées des blocs qui s'écroulèrent vers les zones affaissées, donnat lieu à des dépôts qui rappelent les formations de Wildflysch.

Pendant le Norien supérieur commence le comblement du géosynclinal, lorsque s'accumulent les dépôts du type flysch épargnés à l'érosion surtout dans la partie W de la zone de Tulcea.

Avec une interruption de sédimentation — au Lias inférieur — le géosynclinal maintient les mêmes caractères jusqu'au Lias moyen.

À la fin du Lias, donc dès que les mouvements cimmériens anciens cessent et le géosynclinal de la Dobrogea septentrionale surgit sous la forme

Institutul Geologic al României

d'une chaîne de montagnes, l'évolution du géosynclinal prend fin et il devient une zone consolidée qui se rattache à la plate-forme podolienne et donne lieu à ce que STILLE appelle „l'avant-pays vistulo-podolien des Carpates orientales (1953)".

En même temps que le soulèvement de l'orogène nord-dobrogéen au Lias, devant celui-ci prend naissance une dépression prémontane qui fonctionne comme une zone de sédimentation très active jusqu'au Jurassique superieur. Vu la position en rapport avec la chaîne hercynienne-cimmérienne et la succession dans le temps, les dépôts de la dépression prédobrogéenne devraient représenter la molasse du géosynclinal nord-dobrogéen. Les caractères lithologiques et litho-facieux de ces dépôts ne sont pas suffisamment connus pour permettre de faire une telle afirmation.

Les formations lagunaires du Jurassique supérieur marquent la fin du cycle de sédimentation. Les dépôts du Cretacé supérieur sont des dépôts du type de plate-forme.

Position du géosynclinal nord-dobrogéen. Les données dont il faut tenir compte dans l'éclaircissement de ce problème sont les suivantes :

1. La Dobrogea septentrionale représente le reste d'un géosynclinal d'âge hercynien-cimmérien qui sépare la plate-forme podolienne du Vistulikum (Dobrogea Centrale). Les dépôts siluriens représentent les premières formations plissées de l'immédiat voisinage de la plate-forme podolienne.

2. Devant l'orogène hercynien dobrogéen, par suite du soulèvement de ce dernier a pris naissance une dépression prémontane, comblée de dépôts jurassiques et située le long de la zone de contact entre la plate-forme podolienne et l'orogène dobrogéen, hercynien-cimmérien. Il en résulte que l'éventuelle identification vers le NW de cette dépression ou des dépôts siluriens plissés pourra nous renseigner sur la continuation de l'orogène hercynien-cimmérien dans cette-direction.

Les forages ont mis en évidence des dépôts jurassiques dans la dépresion du Bîrlad et les environs de Rădăuți. Vers le NW, à Colomeea, on a rencontré le Gothlandien fossilifère, à pendage de 45°—70°. En continuation, dans la région de Lwow-Lublin, apparaissent des dépôts jurassiques sous lesquells il y a des dépôts siluriens plissés. Ce sont les dépôts paléozoïques plissés de l'immédiate proximité de la plate-forme podolienne, occupant la même position que les dépôts de la Dobrogea septentrionale. Autrement dit, ces derniers représentent le prolongement de l'orogène hercynien en cette direction. Toutefois l'absence des dépôts triasiques de type alpin, ne veut pas dire qu'ils ne se sont pas développés dans cette zone. En tout cas, on a démontré que les dépôts considérés jusqu'à présent triasiques du type germanique, appartiennent en réalité au Jurassique de la dépression prémontane.

Par conséquent, le chaîne hercynienne-cimmérienne, dont les vestiges affleurent dans le Nord de la Dobrogea, se prolongeait vers le NW devant les Carpates orientales, à l'Ouest de Lwow et aboutissait en face du massif de Sandomir. Donc, celui-ci se situe derrière la chaîne hercynienne-cimmérienne, c'est-à-dire occupe une position pareille à celle de la Dobrogea Centrale par rapport à la Dobrogea septentrionale. À Sandomir, le Dévo-

Institutul Geologic al României

nien presque horizontal et le Trias en faciès germanique viennent à l'appui de l'idée que ce massif serait le correspondant de la Dobrogea centrale.

Quant au prolongement vers l'Est de l'orogène dobrogéen, on constate que dans la zone de Tulcea les structures tendent à passer de la direction armoricaine NW-SE à celle azovienne E—W et accusent aussi une légère courbure vers les Nord, se dirigeant vers la Crimée. La serie taurique de cette dernière région que marque la phase de comblement du géosynclinal cimmérien, rappelant le Trias supérieur et le Lias de la Dobrogea, confirme l'idée du prolongement de la Dobrogea en Crimée. Le présence du Werfénien de type alpin au Caucase justifie la supposition que la Dobrogea septentrionale cotinuerait dans le Caucase (STILLE, 1953).

En conclusion, la Dobrogea septentrionale représente les vestiges d'un géosynclinal hercynien-cimmérien qui se situait au NE de Sandomir et se prolongeait en direction SE au bord oriental des structures des Carpates orientales actuelles. En Dobrogea, le géosynclinal décrivait une courbe vers l'ENE, moulant le massif ukrainien de Voronej et continuait en Crimée et au Caucase.

Reçu : décembre 1963.

EXPLICATION DE LA CARTE ET DES PLANCHES

CARTE

Carte géologique de la zone de Tulcea

1, alluvions ; 2, loess et dépôts loessoïdes ; 3, conglomérats et calcaires (dépôts de plate-forme) ; 4, grès argileux. ; 5, grès — faciès flyschoïde ; 6, marno-calcaires (couches à Halobies) ; 7, calcaires en plaquettes à silexites ; 8, calcaires massifs à ammonites ; 9a, schistes argileux fossilifères ; 9b, grès quartzitiques ; 9c, conglomérats ; 10, grauwackes et conglomérats (couches de Carapelit) ; 11, schistes quartzitiques et calcaires ; 12, schistes quartzitiques et calcaires ; 13, schistes cristallins d'épizone ; a) qurtzites massifs ; 14, schistes cristallins de mésozone ; 15, diabases ; 16, porphyres (paléozoïques triasiques) ; 17, cornéennes, 18, granites alcalins (type Turcoaia) ; 19, granites amphiboliques (type Greci) ; 20, granites micropegmatitiques (type Coşlugea) ; 21, granites gneissiques (type Megina) ; 22, direction du profil ; 23, filons de diabases ; 24, filons de porphyres, 25, points fossilifères ; 26, forages ; 27, axe d'anticlinal ; 28, axe de synclinal ; 29, faille ; 30, faille inverse.

PLANCHES I, II

1, loess ; 2, grès ; 3, grès ; 4, marno-calcaires (couches à Halobies) ; 5, calcaires à silexites ; 6, calcaires massifs ; 7, grès et conglomérats ; 8, schistes épimétamorphiques ; 8, diabases ; 10, porphyres ; 11, granites.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CONTRIBUŢII LA CUNOAŞTEREA DISTRIBUŢIEI UNOR ELEMENTE MINORE ÎN ANDEZITELE DIN MUNŢII GURGHIU ŞI HARGHITA

DE

DAN P. RĂDULESCU, VICTORIA STIOPOL

Abstract

Contributions to the Knowledge of the Distribution of some Minor Elements in the Andesites of the Gurghiu and Harghita Mountains. The spectrographical determination of the Pb, Cu, Zn, Ni, Co, Cr, V contents in the andesites of the Gurghiu and Harghita mountains (Eastern Carpathians) indicates that each of these two areas is characterized by a particular distribution of the seven elements; the existent differences are due to some extent to the acidity differences between the rocks of the two areas. Regarding the contents of the determined elements, the two main petrographic types, pyroxene andesites and amphibole andesites, show specific features too in each of the two areas.

Cunoaşterea alcătuirii chimice a produselor vulcanismului neogen de pe teritoriul ţării noastre a făcut progrese însemnate în ultimul timp. În cadrul a numeroase lucrări au fost caracterizate în detaliu în ceea ce priveşte conţinuturile de elemente majore, foarte multe tipuri de roci. Sintetizînd toate datele existente în această problemă, unul dintre noi a reuşit să desprindă atît trăsăturile generale ale întregii provincii petrografice, cît şi elementele caracteristice pentru fiecare mare regiune de manifestare a vulcanismului neogen (RĂDULESCU, 1961, 1963).

Distribuţia elementelor majore şi unele detalii ale diagramelor de variaţie, au arătat oarecare diferenţe între rocile din munţii Gurghiu şi cele din munţii Harghita. În intenţia de a verifica aceste prime indicaţii a fost începută examinarea conţinuturilor de elemente minore în rocile din aceste două regiuni.

Institutul Geologic al României

O a doua alternativă avută în vedere era ca, în cazul în care distribuţia medie a elementelor minore s-ar fi dovedit riguros aceeaşi pentru ambele regiuni — ceea ce ar fi indicat un acelaşi material iniţial — pornind de la premisa că mersul general al diferenţierii ar fi fost peste tot acelaşi, să fie examinată posibilitatea de determinare a sincronismului unor produse pe baza conţinutului lor de elemente minore.

MATERIALUL EXAMINAT ŞI MODUL DE ANALIZĂ

A fost analizat un număr de 44 roci — 20 din munţii Harghita şi 24 din munţii Gurghiu — reprezentînd toate principalele tipuri petrografice; întreg materialul analizat a fost constituit numai din roci proaspete, neafectate nici de procese de transformare hidrotermală nici de procese cu caracter exogen.

În vederea lărgirii posibilităţilor de comparare, ca şi pentru a reprezenta o verificare a exactităţii analizelor, au fost examinate şi 6 roci din regiunea Baia Mare, selecţionate cu aceleaşi precauţiuni; adăugînd rezultatele acestora datelor deja existente asupra rocilor din regiunea Baia Mare şi folosindu-le şi pe acelea asupra rocilor din munţii Călimani (SAVUL, ABABI, NICHITA 1956, SOCOLESCU et al. sub tipar), s-au obţinut doi utili termeni de comparaţie pentru materialul din munţii Harghita şi Gurghiu.

Deoarece rocile andezitice din munţii Harghita şi Gurghiu au caractere chimice generale bazice şi intermediare, au fost alese pentru determinări în special elemente caracteristice pentru rocile bazice, cu tendinţă de acumulare în acestea; în vederea lărgirii şanselor de a sesiza deosebiri între diversele tipuri petrografice, a fost adăugat şi plumbul ca element cu tendinţă de acumulare în rocile acide.

Determinările au fost făcute cu ajutorul unui spectrograf ISP-28 cu sistem de iluminare a fantei prin 3 condensori, diafragmă intermediară de 2 mm şi fantă de 8μ; expunerea a fost de 30 sec. Au fost considerate următoarele lungimi de undă (Å): Pb-2833,0; Cu – 3273,9; Zn – 3345,0; Ni – 3414,76; Co – 3405,12; Cr – 4254,34; V – 3185,38.

Etaloanele au fost preparate din cuarţ-pulbere purificat cu apă regală, acid clorhidric şi apă distilată. Elementele au fost introduse sub formă de oxizi: PbO, CuO, ZnO, NiO, CoO, Cr_2O_3, V_2O_5; pentru fiecare din ele a fost preparată o serie de etaloane cu concentraţiile 1 – – 0,3 – 0, 11 – 0, 033 – 0, 011 – 0,0033 – 0,0011 – 0,00033%.

Sprijinul acordat de ing. B. DAVID şi fizician I. NICHITA pentru executarea determinări, lor a fost extrem de preţios; le exprimăm şi aici sincerile noastre mulţumiri.

INTERPRETAREA REZULTATELOR

Examenul preliminar al valorilor ne-a arătat că ele pot fi folosite cu succes pentru a separa între ele cele două regiuni; au fost calculate deci, medii de conţinut pentru fiecare element la ansamblul de roci din fiecare regiune. Deosebiri sesizabile de conţinut s-au arătat a exista însă şi pentru diversele tipuri petrografice din cadrul unei singure regiuni. Deoarece gama

Institutul Geologic al României

de tipuri petrografice nu era prea largă în nici una dintre cele două regiuni, nu s-a putut merge prea departe în acest sens. Au fost calculate valori medii pe de o parte, pentru andezitele piroxenice cu caracter bazaltoid — tip petrografic care se individualizează foarte net — iar pe de altă parte pentru restul rocilor andezitice care, practic, aparțin în ambele cazuri tipului caracterizat prin prezența amfibolilor.

VARIAȚIA CONȚINUTULUI DE ELEMENTE MINORE ÎN RAPORT CU CONȚINUTUL DE SiO_2

În tabelul 1 sînt prezentate, după datele din literatură (GOLDSCHMIDT 1954; RANKAMA, SAHAMA 1955; VINOGRADOV 1956), conținuturile medii ale elementelor minore examinate în rocile magmatice. Examinarea datelor din tabelul 1 arată că rezultatele determinărilor noastre corespund suficient de bine cu aceste valori generale. În unele cazuri, conținuturile rocilor din munții Gurghiu și Harghita se încadrează foarte bine în valorile caracteristice pentru rocile bazice sau intermediare (Cu, Pb). În alte cazuri, fără a ieși din cadrul limitelor indicate pentru rocile magmatice, rezultatele obținute de noi nu corespund în mod exact mediilor indicate pentru aciditatea care le este caracteristică (Zn, Ni, Cr, parțial Co).

TABELUL 1

Distribuția elementelor Pb, Cu, Zn, Ni, Co, Cr, V, în rocile magmatice (valori medii p.p.m. după literatură)

	Roci bazice	Roci intermediare	Roci acide
Pb	6	15	19
Cu	87	30	10
Zn	105	60	39
Ni	130	15	4,5
Co	48	7	1
Cr	170	22	4,1
V	250	88	44

Demn de remarcat este faptul că indiferent de valorile absolute ale conținuturilor, variația acestora este normală pentru toate cele șapte elemente determinate; pentru Cu, Zn, Ni, Co, Cr, V conținuturile cresc de la andezitele amfibolice la cele piroxenice, iar pentru Pb scad (andezitele piroxenice reprezentînd forme mai bazice față de cele amfibolice).

Deoarece nu posedam conținuturile de elemente majore pentru toate rocile al căror conținut de elemente minore fusese examinat, n-am putut urmări variația individuală a acestora din urmă în funcție de SiO_2; a trebuit să ne restrîngem la un examen la nivelul valorilor medii ceea ce, dat fiind scopul urmărit de noi, nu reprezintă un inconvenient.

Institutul Geologic al României

TABELUL 2

Rocile analizate

	Munţii Harghita	
1	Andezit cu hipersten şi augit	V. Vîrghişului (part. sup).
2	„ „ „ „ „	La N de vf. Harghita Mădăraş
3	„ „ „ „ „	V. Sugo, cota 1064
4	„ „ „ „ „	Vf. Feniedi
5	„ „ „ „ „	Vf. Harghita Mădăraş
6	„ „ „ „ „	„ „
7	„ „ „ „ „	V. Sugo
8	„ „ „ „ „	V. Vîrghişului (P. Bania)
9	„ „ „ „ „	La E de Vf. „Cetatea Racoş“
10	„ „ hornblendă	V. Ghionghios
11	„ „ „	V. Homorodului
12	„ „ hornblendă	V. Sugo, vers. nordic cota 1382
13	„ „ „	Creasta dintre V. Sugo şi V. Filio cota 1218
14	„ „ „	V. Sugo, vers. nordic
15	„ „ „	V. Homorodului
16	„ fără minerale femice	Stînca Romlas
17	„ „ „ „	„ „
18	„ „ „ „	Fundul Văii Vîrghişului, sub cota 1671
19	„ „ „ „	„ „ „ „ „ „
20	„ „ „ „	V. Mare Feniedi
	Munţii Gurghiu	
21	Andezit cu olivină	P. Secuiului
22	„ „ hipersten şi augit	Vf. Seaca Mare
23	„ „ „ „ „	P. Pistrangos
24	„ „ „ „ „	Vf. Tătarca
25	„ „ „ „ „	Vf. Frăţileasa
26	„ „ „ „ „	Şos. Odorhei-Gheorghieni, carieră
27	„ „ „ „ „	„ „ „
28	„ „ „ „ „	P. Secuiului
29	„ „ „ „ „	„
30	Andezit cu hipersten şi augit	Poiana Zimbroiului, filon
31	„ „ „ „ „	Confluenţa p.Secuiului-p.Karolczi
32	„ „ hornblendă verde rezorbită	Poiana Zimbroiului
33	„ „ „ „ „	V. Fîncelului
34	„ „ „ „ „	V. Lăpuşnei, filon
35	„ „ „ „ „	V. Lăpuşnei
36	„ „ „ „ „	P. Secuiului
37	„ „ „ „ „	„ „
38	„ „ „ „ „	V. Lăpuşnei, bazinul de recepţie
39	„ „ „ „ „	„
40	„ „ „ brună	P. Secuiului
41	„ „ „ „	V. Drăguşa
42	„ „ „ „	Vf. Borzont
43	„ „ „ „	„
44	„ „ „ „	V. Gurghiului, la cota 1180
	Regiunea Baia Mare	
45	Andezit cu hipersten şi augit	V. Ilbei
46	„ „ „ „	V. Cicîrlăuţului
47	„ cuarţifer tip Piscuiatu	Vf. Arşiţa Mică
48	„ propilitic	V. Borcutului
49	„ cuarţifer, tip Piscuiatu	V. Nistrului
50	„ propilitic	V. Cicîrlăuţului

Institutul Geologic al României

TABELUL 3

Distribuția elementelor Pb, Cu, Zn, Ni, Co, Cr, V, în rocile analizate

Nr crt	Pb	Cu	Zn	Ni	Co	Cr	V
			Munții Harghita				
1	10	20	40	4	10	20	100
2	10	60	40	8	10	6	200
3	40	20	50	8	10	30	200
4	10	80	50	5	20	2	250
5	10	30	40	4	10	3	200
6	20	40	50	5	10	4	250
7	20	20	40	10	10	100	100
8	10	30	70	10	20	70	200
9	8	50	40	4	10	3	250
10	30	10	40	6	<10	10	200
11	30	60	50	7	10	9	200
12	10	20	40	10	<10	50	150
13	50	20	50	10	10	50	250
14	7	10	40	3	<10	4	200
15	5	40	50	8	10	10	200
16	3000	30	100	3	<10	2	100
17	40	10	40	3	<10	2	150
18	150	40	50	5	<10	4	250
19	10	50	40	4	10	3	250
20	7	30	40	3	<10	4	100
			Munții Gurghiu				
21	4	60	50	40	30	40	250
22	5	50	60	5	40	3	400
23	5	40	50	6	20	4	200
24	5	70	50	10	20	6	250
25	3	80	40	20	20	30	250
26	4	10	50	4	10	3	250
27	3	30	50	3	10	3	150
28	4	60	60	10	20	20	400
29	4	30	60	7	30	5	350
30	60	60	80	5	10	6	300
31	30	50	50	10	20	10	250
32	20	50	60	4	10	3	250
33	30	30	40	5	10	3	200
34	8	20	30	5	10	8	150
35	10	30	50	6	10	8	200
36	10	50	60	9	20	5	350
37	7	50	70	10	20	6	200
38	8	20	40	5	<10	4	250
39	7	40	40	7	10	6	200
40	300	80	60	10	20	40	300
41	20	40	50	5	20	3	200
42	10	30	50	4	<10	3	200
43	20	50	60	5	10	4	350
44	7	70	50	8	10	5	200

Institutul Geologic al României

TABELUL 3 (continuare)

Nr. crt	Pb	Cu	Zn	Ni	Co	Cr	V
			Regiunea Baia Mare				
45	4	20	40	4	<10	5	200
46	10	10	20	3	<10	3	150
47	70	50	60	6	20	6	300
48	30	30	40	4	10	4	300
49	1500	100	150	4	20	4	450
50	150	40	100	4	10	7	250

TABELUL 4

Conținuturile medii ale distribuției elementelor [1])

		Pb	Cu	Zn	Ni	Co	Cr	V
HARGHITA	Andezite piroxenice	14,2	39	46,5	6,4	12	(2—100)	194
	Andezite amfibolice	21	29	44	5,6	<10	2—50	186
	Medie generală	18	33,5	45	6	<10	—	190
GURGHIU	Andezite piroxenice	4	49	54,5	11	21	12	280
	Andezite amfibolice	13	43	50,7	6,4	13	7,5	234
	Medie generală	7,5	45,8	52,5	7,2	16,5	9,5	254
CĂLIMANI	Andezite piroxenice	16	—	135	—	100	—	—
BAIA MARE	Andezite piroxenice	33	29	233	19	78	—	—
	Alte andezite	11	24	103	12	76	—	—
	Medie generală	21	26	163	15	77	—	—

[1]) Valorile pentru munții Călimani și regiunea Baia Mare sînt luate din: SAVUL, ABABI, NICHITA 1956 și SOCOLESCU et al. sub tipar.

În fig. 1 sînt reprezentate valorile medii ale conținuturilor de Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr, V, în funcție de valorile medii (a fost reprezentat și întreg domeniul de variație) ale conținuturilor de SiO_2, calculate după analizele cunoscute în literatură (RĂDULESCU 1961; RĂDULESCU et al. 1964), pentru cele două tipuri petrografice de andezite considerate. Nu numai sensul variației valorilor este cel normal dar și ritmul creșterii sau scăderii acestora. Trebuie să se remarce că, așa cum arată valorile din tabelul 1, ritmul de variație a conținuturilor nu este omogen pentru foarte multe

Institutul Geologic al României

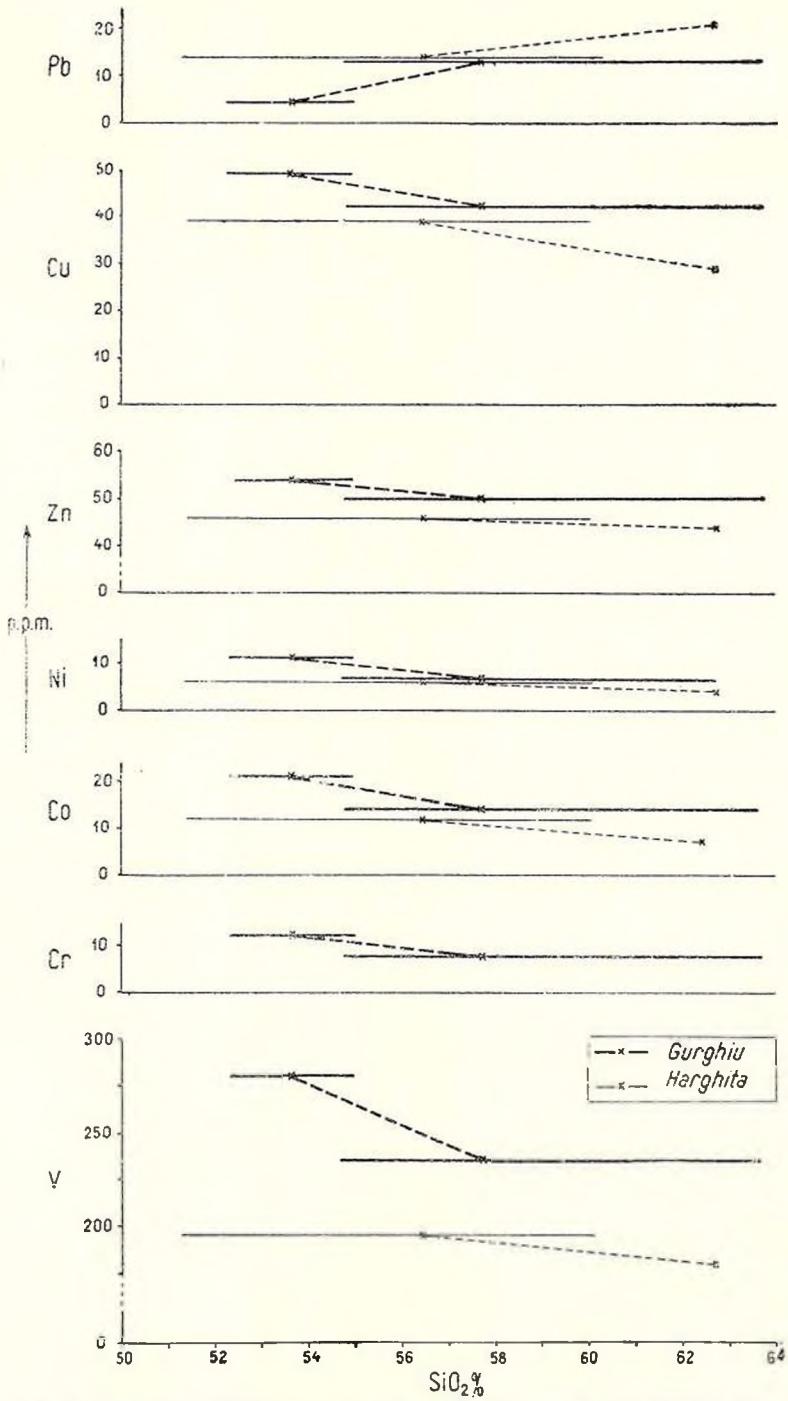


Fig. 1. — Variația conținutului de elemente minore față de conținutul de SiO_2 în andezitele piroxenice și andezitele amfibolice (limite de variație și valori medii).

Fig. 1. — Variation de la teneur en éléments mineurs par rapport à la teneur en SiO_2 dans les andésites pyroxéniques et les andésites amphiboliques (limites de variation et valeurs moyennes).

Institutul Geologic al României

TABELUL 5

Conținutul de SiO_2 al rocilor andezitice din Munții Harghita și Ghurghiu

		minim	maxim	mediu
Harghita	Andezite piroxenice	51,29	60,07	56,38
	Andezite amfibolice	—	—	62,72
Gurghiu	Andezite piroxenice	52,26	54,93	53,65
	Andezite amfibolice	54,67	63,69	57,72

elemente în întreg domeniul de la acid la bazic (a se vedea situația de la Cu și Zn îndeosebi); de acest fapt trebuie să se țină seama în considerarea diagramelor din fig. 1, deoarece rocile din munții Gurghiu sînt evident mai bazice, în ansamblu, decît cele din munții Harghita (RĂDULESCU 1963).

CARACTERIZAREA ROCILOR DIN CELE DOUĂ REGIUNI ÎN CEEA CE PRIVEȘTE DISTRIBUȚIA ELEMENTELOR MINORE DETERMINATE

Conținuturile elementelor minore determinate s-au dovedit adecvate pentru caracterizarea fiecăreia dintre cele două regiuni. Trebuie să se remarce, în primul rînd, că față de amplitudinea variației acestor elemente în întreg domeniul de la acid la bazic, — la unele o variație mai largă, la altele o variație mai restrînsă — deosebirile de conținut mediu sînt totdeauna semnificative; încadrîndu-se în limitele care caracterizează categoriile mari de roci — acid, intermediar, bazic — ele sînt totuși suficient de accentuate pentru a putea fi considerate caracteristice fiecăreia dintre cele două regiuni. O a doua observație care poate fi făcută este aceea că toate mediile de conținut determinate sînt niște valori foarte ferme; astfel, la Cu spre exemplu, se constată nu numai două conținuturi medii suficient de deosebite — 33,5 față de 45,8 — ci și faptul că ele provin din valori medii pe tipuri de roci cu domenii de variație net deosebite, fără zone de interferență: 29—39 și 43—49.

Cele două regiuni examinate se individualizează destul de net în ceea ce privește distribuția elementelor analizate. Îndeosebi conținuturile de Cu Pb, Co și V sînt suficient de deosebite pentru ca ordinul lor de mărime să poată fi considerat caracteristic fiecăreia dintre regiuni.

Mai puțin favorabilă este situația la Zn și Ni. La aceste două elemente diferențele de medie a conținuturilor sînt prea mici pentru a putea fi considerate în afara variațiilor normale, pentru a putea fi, deci, interpretate.

În sfîrșit, o comportare deosebită se constată pentru Cr. La rocile din munții Harghita conținuturile sînt așa de variate încît nu s-a putut calcula o medie care să nu ni se pară artificială; sînt foarte numeroase conținuturile mici, 2—6, dar sînt numeroase și conținuturile de ordinul zecilor de p.p.m. crescînd progresiv, așa încît valoarea maximă de 100 m.p. nu poate fi

Institutul Geologic al României

socotită, nici, ea accidentală. S-ar putea, deci, ca însăşi această largă variaţie a conţinuturilor să caracterizeze rocile din munţii Harghita. La rocile din munţii Gurghiu, conţinuturile de Cr sînt destul de constante pentru ca valoarea medie 9,5 să poată fi considerată caracteristică.

La aceleaşi concluzii conduce şi examenul relaţiilor reciproce dintre cîteva grupe de elemente minore (fig. 2). În asemenea situaţii, diferenţele care se constată între cele două regiuni sau între cele două tipuri petrografice, continuă să fie determinate în special de unele dintre elemente. Astfel, în diagramele în care sînt considerate plumbul şi cuprul (fig. 2, A şi C) ambele sensibile la variaţiile de aciditate şi cu comportare deosebită în cele două regiuni, punctele de proiecţie au poziţii net deosebite, foarte caracteristice. Dimpotrivă, în diagramele în care este considerat numai unul dintre aceste elemente cu comportare foarte specifică, diferenţele dintre regiuni şi dintre tipurile petrografice se atenuează foarte mult, pînă la dispariţie.

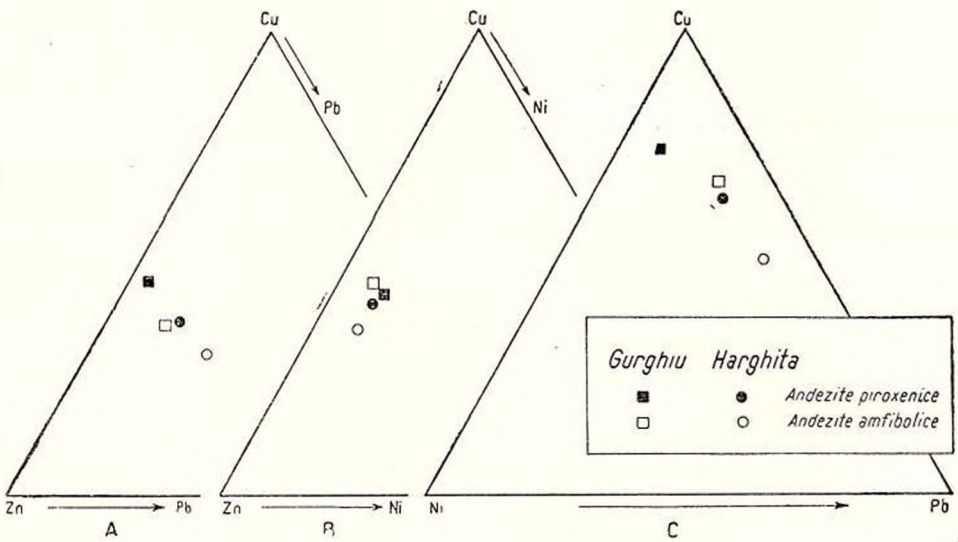


Fig. 2. — Relaţiile reciproce între conţinuturile de Cu-Zn-Pb, Cu-Zn-Ni, Cu-Ni-Pb (valori medii).
Fig. 2. — Rapports réciproques des teneurs en Cu-Zn-Pb, Cu-Zn-Ni, Cu-Ni-Pb (valeurs moyennes).

Diferenţele care apar în cadrul diagramelor din fig. 2 se pot explica în parte, prin caracterul mai bazic al rocilor din munţii Gurghiu faţă de cele din munţii Harghita; în acelaşi fel trebuiesc explicate, desigur, şi deosebirile în ceea ce priveşte rocile amfibolice şi piroxenice. Elementul principal însă, care a determinat diferenţele dintre cele două regiuni, este, probabil, separarea maselor magmatice la un anumit moment; detalii ale evoluţiei magmelor în vetre magmatice deosebite — fără pierderea unităţii generale a evoluţiei — au determinat distribuţia diferită a elementelor minore în rocile născute din acestea.

Institutul Geologic al României

Diferențele de conținut mediu al elementelor minore în rocile din munții Gurghiu și Harghita nu provin în mod statistic dintr-o variație oarecare a valorilor în diversele tipuri de roci; individualizarea celor două regiuni merge mai departe, mai în detaliu, pînă la individualizarea tipurilor petrografice din fiecare din ele. Examenul valorilor din tabelul 4 și al diagramelor din fig. 1 și fig. 2, arată că diferențe de același ordin de mărime ca între valorile medii pentru întreaga regiune există și între valorile medii pentru fiecare dintre cele două tipuri petrografice separate — andezitele piroxenice și andezitele amfibolice. Pentru Cu, Pb, Co și V aceste diferențe sînt generale și ni se par foarte clare; pentru Zn și Ni ele sînt numai parțiale, în timp ce pentru Cr comparația nu poate fi făcută din cauza imposibilității de a calcula medii de conținut semnificative.

EXAMENUL COMPARATIV AL REZULTATELOR OBȚINUTE ÎN MUNȚII GURGHIU ȘI HARGHITA CU SITUAȚIA DIN MUNȚII CĂLIMANI ȘI REGIUNEA BAIA MARE

Observații de aceeași natură au putut fi continuate, în oarecare măsură, și prin compararea cu datele deja existente asupra rocilor din munții Călimani și din regiunea Baia Mare, deși pentru unele dintre elemente, informațiile provenite de la diverși autori nu concordă întru totul; cele 4 regiuni se dovedesc a se separa suficient de mult, cel puțin în unele situații. Astfel, deși pentru Co s-au obținut valori sensibil mai ridicate în munții Călimani și în regiunea Baia Mare, ele caracterizează fiecare dintre cele două zone. La Ni valoarea medie 15 pentru regiunea Baia Mare este suficient de caracteristică; în rocile din munții Călimani variația valorilor este mult prea mare pentru a putea socoti interpretabilă o medie calculată pe baza lor. Pentru Pb, Zn și Cu există două serii de valori la rocile din muntii Călimani (SAVUL, ABABI, NICHITA 1956; SOCOLESCU et al. sub tipar).

În cazul zincului, o serie de valori (SOCOLESCU et al. sub tipar) caracterizează mai bine cele două regiuni, deși același element nu reușise să separe rocile din munții Harghita de cele din munții Gurghiu. Pentru Pb ambele serii de valori — deși deosebite — par a fi utile pentru caracterizarea regiunilor. În sfîrșit, la Cu numai datele pentru regiunea Baia Mare ni se par interpretabile din acest punct de vedere.

Studiul distribuției elementelor majore în rocile din regiunea Baia Mare și din munții Călimani, Gurghiu și Harghita condusese la concluzia că prima regiune se individualizează destul de net, din mai multe puncte de vedere, față de zona Călimani — Gurghiu — Harghita (RĂDULESCU, 1961); aceasta din urmă, reprezentînd o unitate majoră similară cu cea a Băii Mari, prezintă totuși în cele trei mari masive care o alcătuiesc oarecare caractere specifice (RĂDULESCU, 1963). Examenul distribuției celor 7 elemente minore considerate, a confirmat aceste concluzii în mod satisfăcător.

Diferența dintre regiunea Baia Mare, pe de o parte și zona munților Călimani, Gurghiu și Harghita pe de altă parte, este destul de puțin marcată; situația se datorește, cu siguranță, faptului că rocile analizate din prima regiune nu reprezintă decît o parte din elementele petrografice con-

Institutul Geologic al României.

stituente şi anume tocmai partea care seamănă cel mai bine, pînă la identitate, cu ansamblul rocilor din munţii Călimani, Gurghiu şi Harghita, ansamblu care este foarte bine reprezentat în materialul analizat; pentru regiunea Baia Mare nu există date privind unii dintre constituenţii petrografici foarte caracteristici aşa ca riolitele şi dacitele.

Diferenţele dintre masivele Harghita, Gurghiu şi Călimani apar, dimpotrivă, foarte bine marcate aşa cum s-a văzut din discuţia făcută anterior; deşi nu avem, în momentul de faţă, posibilitatea de comparaţie cu ansamblul unei alte unităţi majore, socotim totuşi că aceste diferenţe sînt de importanţă subordonată, aşa cum se conchidea şi din studiul distribuţiei elementelor majore, şi că ele nu afectează trăsăturile specifice generale ale regiunii în ansamblu.

Examinînd rezultatele publicate pentru rocile din regiunea Baia Mare şi din munţii Călimani, am constatat că au fost menţionate şi deosebiri de alt ordin în cadrul fiecărei regiuni, în afara celor discutate pînă acum. Astfel, constatînd în munţii Călimani un conţinut de Zn în dacite mai mare decît în andezite, M. Savul, V. Ababi şi O. Nichita (1956) fac observaţia că „situaţia apare ca şi cum între chimismul celor două roci n-ar fi o înrudire imediată ci am avea de-face cu două magme care au evoluat deosebit după diferenţierea lor primară".

O anomalie asemănătoare semnalează pentru conţinuturile de Pb în andezitele piroxenice şi andezitele cuarţifere din regiunea Baia Mare, M. Socolescu, I. Măldărescu, I. Nichita şi M. Preda (sub tipar); autorii explică situaţia aceasta prin antrenarea mai accentuată a plumbului „odată cu creşterea volatilelor în fracţiunile mai acide ale magmei".

Indiferent de mecanismul intim care determină conţinuturile anormale de Zn şi Pb în aceste două situaţii, încercarea de interpretare făcută pentru cazul munţilor Călimani ni se pare a se apropia foarte mult de realitate. În adevăr, dacitele şi andezitele piroxenice în munţii Călimani aparţin unor faze de activitate vulcanică deosebite şi aceeaşi este situaţia pentru andezitele cuarţifere şi andezitele piroxenice din regiunea Baia Mare, fapt care explică în mod satisfăcător aceste anomalii; diferenţele între modul de comportare a magmelor în cadrul diferitelor faze de activitate vulcanică, intervalele de timp, uneori apreciabile, care le separă, stadiul deosebit al diferenţierii generale a magmei în cadrul diverselor faze ca şi trăsăturile caracteristice, de detaliu, care apar în aceste diverse momente, reprezintă desigur, elementele determinante pentru aceste situaţii.

În cadrul munţilor Gurghiu şi Harghita toate rocile care apar la suprafaţă aparţin unei aceleiaşi faze de activitate deşi, evident, ele s-au format în momente uşor diferite. Rezultatele analizelor noastre nu arată asemenea anomalii în distribuţia vreunui element, ceea ce este normal dată fiind situaţia geologică amintită; aceasta contribuie la a ne face să credem că explicaţia dată pentru anomaliile din munţii Călimani şi regiunea Baia Mare corespunde realităţii.

* * *

Examenul distribuţiei unor elemente minore în rocile din munţii Gurghiu şi Harghita a arătat că ansamblul rocilor din fiecare regiune se individualizează prin trăsături specifice, uneori mai accentuate, alteori

Institutul Geologic al României

mai slab evidențiate, dar totdeauna sesizabile. În cadrul fiecărei regiuni andezitele piroxenice se separă de cele amfibolice în mod suficient de clar. Deoarece fiecare regiune are caractere deosebite în ceea ce privește distribuția acestor elemente minore, rocile de același tip petrografic din cele două regiuni nu sînt similare din acest punct de vedere chiar dacă sînt produse ale unor faze de activitate vulcanică sincrone.

Primit: *februarie 1964.*

BIBLIOGRAFIE

GOLDSCHMIDT V. M. (1954). Geochemistry. Oxford.

RĂDULESCU D. (1961). Contribuții la cunoașterea caracterelor chimice ale rocilor vulcanice tinere de la interiorul arcului carpatic. *Acad. R.P.R. Studii și Cerc.*, VI/2. București.

RĂDULESCU D. (1963). Studiul petrochimic comparativ al rocilor vulcanice neogene din R.P.R, *Asoc. geol. Carpato-Balcanică. Congr. al V-lea.* Mineralogie-Petrografie, II. București.

RĂDULESCU D., VASILESCU Al., PELTZ S., PELTZ MARGARETA. (1964). Contribuții la cunoașterea structurii geologice a munților Gurghiu. *An. Com. Geol.* XXXIII București.

RANKAMA K., SAHAMA TH. (1955). Geochimistry. Chicago.

SAVUL M., ABABI V., NICHITA O. (1956). Zincul, plumbul și cuprul ca elemente minore în rocile vulcanice din munții Călimani. *Acad. R.P.R. Fil. Iași. Studii și Cercet. științ. Chimie.* VII/2. Iași.

SOCOLESCU M., MĂLDĂRESCU I., NICHITA I., PREDA M. (sub tipar). Geochimia unor elemente cu clarkuri mici în erupțiunile din munții Gutii și Călimani și interpretarea lor în cadrul fenomenelor de metalogeneză. *Asoc. geol. Carpato-Balcanică. Congr. al VI-lea.* Varșovia.

VINOGRADOV A. P. (1956). Zakonomernosti raspredelenia himiceschih elementov v zemnoi core. Gheohimia. I. Moscova.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE LA DISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS MINEURS DANS LES ANDÉSITES DES MONTS GURGHIU ET HARGHITA

PAR

DAN RĂDULESCU, VICTORIA STIOPOL

(Résumé)

On a déterminé par l'analyse spectrographique les teneurs en Pb, Cu, Zn, Ni, Co, Cr et V dans 44 andésites des Monts Gurghiu et Harghita (Carpates orientales) (tab. II). En utilisant les résultats individuels (tab. III) on a calculé les valeurs moyennes pour chaque région et pour chacun des deux types pétrographiques : andésites à pyroxènes et andésites à amphiboles (tab. IV).

La variation des teneurs en éléments mineurs, en fonction de la teneur en SiO_2 (fig. 1) s'avère suffisamment accentuée pour certains éléments (Pb, Cu, V) et à peine sensible pour d'autres (Zn, Ni).

Les roches des deux régions diffèrent du p.d.v. des teneurs des éléments déterminés (tab. IV). Ces différences peuvent être remarquées dans les valeurs moyennes générales ainsi que dans les valeurs moyennes de chacun des deux types pétrographiques (tab. IV et fig. 1) ; les mêmes différences figurent sur les diagrammes de la fig. 2. Les différences entre les deux régions s'expliquent, en quelque sorte, par la variation d'acidité dans les roches respectives (les roches des Monts Gurghiu sont plus basiques que celles des Monts Harghita) mais elles montrent en première ligne que ces roches ont pour origine des masses magmatiques, qui à un moment donné se sont séparées entre elles.

Dans le cadre de la même région, les roches pyroxéniques se distinguent de celles amphiboliques à cause de leur différence d'acidité (tab. IV, fig. 1).

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

GEOLOGIA ŞI PETROGRAFIA PĂRŢII DE NORD A MUNŢILOR SEMENIC

DE

H. SAVU, I. GHEORGHIŢĂ, AL. VASILESCU, MARIA BĂLOIU-FĂRCĂŞAN

Abstract

Geology and Petrography of the Northern Part of the Semenic Mountains. The paper deals with the crystalline schists of the northern part of the Semenic Mountains. The crystalline schists are metamorphosed under the conditions of the amphibolite facies, being situated within the staurolite and dystene zone. From stratigraphic viewpoint, two complexes have been recognised: the lower, with micaschists, quartzfelspathic gneisses and migmatites, and the upper complex consisting of amphibolites, biotite schists and manganiferous schists. Various parageneses developed within the manganiferous schists, under the conditions of the metamorphism of the staurolite and dystene zone. The reaction between pre-metamorphic materials during metamorphism is also shown. As to the pre-metamorphic manganiferous deposits, they have been considered to be deposited within the geosyncline, at the same time as the initial basic eruptions from which the orthoamphibolites of the region have originated.

TABLA DE MATERII

Pag.

Introducere 280
Situaţia geografică a regiunii 280
Istoricul cercetărilor geologice 281
Stratigrafia şisturilor cristaline 282
Petrografia şisturilor cristaline 286
A) Complexul micaşisturilor şi al gnaiselor cuarţo-feldspatice 286
B) Complexul amfibolitelor şi al rocilor asociate 292
1. Grupa amfibolitelor 292

Institutul Geologic al României

Pag.

2. Grupa paragnaiselor și a cuarțitelor șistoase cu biotit. 296
3. Grupa rocilor din formațiunea manganiferă 298
4. Grupa șisturilor manganifere 302
5. Grupa micașisturilor și a gnaiselor cuarțo-feldspatice. 306
C) Granodioritele 306
D) Pegmatitele 307
E) Rocile milonitizate și diaftorizate 309
Condițiile de metamorfism din șisturile cristaline 310
Evoluția geosinclinalului și condițiile de sedimentare a depozitelor manganifere . . . 314
Depozitele sedimentare neogene 317
Tectonica regiunii 317
Concluzii generale 318
Bibliografie 319

INTRODUCERE

Cu ocazia cercetărilor întreprinse de Comitetul Geologic în vederea prospectării zăcămintelor de mangan din regiunea Delinești, colectivul de cercetători, autorii prezentei lucrări, au cartat în anul 1955 o mare suprafață a părții de nord a munților Semenic. Cu diferite ocazii, unii din membrii colectivului au mai făcut scurte revizuiri în regiune între anii 1956 și 1958, în legătură cu diferite probleme de ordin economic sau științific. Pentru cercetările noastre de teren am avut ca bază hărți la scara 1 : 5.000, a căror reducere la scara 1 : 25.000 se află la sfîrșitul lucrării (planșa III).

Rezultatele acestor cercetări, completate cu date obținute în laborator, le vom prezenta în lucrarea de față.

Situația geografică a regiunii. Regiunea cercetată de noi ocupă partea de nord a munților Semenic, cuprinsă între Rugi—Delinești—Apadia—Tîrnova. Ea se situează astfel, în zona în care se trece de la relieful mai accidentat format din șisturile cristaline ale masivului Semenic, la cel de coline cu altitudine redusă, care s-a născut pe depozitele sedimentare neogene din partea de nord a bazinului Caransebeșului.

Relieful munților Semenic în această parte este, de asemenea, destul de liniștit, menținîndu-se ca altitudine în limita dealurilor. Cota cea mai înaltă din regiune este de 796 m, la Cucuiul Lupiteli, în partea de sud a regiunii. De aici spre nord relieful scade treptat, ajungînd ca la Delinești și Rugi abia să depășească 300 m. Această ultimă cotă se află pe depozite sedimentare neogene.

Între șisturile cristaline și bazinul de depozite sedimentare de la nord apare adesea, pe linia lor de contact, o denivelare evidentă, care marchează limita dintre cele două domenii.

Din punct de vedere orografic, constatăm că în regiune se găsesc culmi a căror orientare este aproximativ NW-SE, în partea de W a regiunii și

Institutul Geologic al României

N—S sau NE—SW în zona de NE a perimetrului cercetat. Această orientare este probabil în legătură cu sistemul de fracturi din regiune, care sînt orientate pe aceleași direcții și cu poziția șisturilor cristaline, față de care apele se pare că au curs perpendicular.

Pe aceste culmi apar și cîteva vîrfuri mai importante, așa cum ar fi Vf. Fața Galbenă (622 m), Poiana Finetului (683 m), Dealul Socului (691 m), Tîlva Bobului (698 m) și Vf. Celegiului (561 m). Unele dintre ele ies în evidență în lungul formațiunii manganifere, care, după cum vom vedea, este alcătuită din roci cu durități mai mari.

Între culmile menționate se dezvoltă rețeaua hidrografică din regiune, care aparține în cea mai mare parte bazinului hidrografic al pîrîului Pogoniș și în parte celui al văii Mașca. Pîrîul Pogoniș are o serie de afluenți între Ohabița și Apadia, așa cum sînt valea Dosului, valea Fierului, Ogașul Urît, valea Străjești, valea Mizescu și Valea Lungă și mai la sud pîrîul Igazeului. Aceste ape curg și ele pe direcția SE—NW.

În partea de NE, regiunea este străbătută de pîrîul Mașca și cei cîțiva afluenți mai mici ai săi.

Istoricul cercetărilor geologice. Partea de nord a munților Semenic a fost cercetată încă din secolul trecut. Astfel, printre primii geologi care s-au ocupat cu studiul acestei regiuni, trebuie să amintim pe SCHROECKENSTEIN care se ocupă în anul 1870 de zăcămintele de mangan de la Delinești—Tîrnova și pe BÖCKH J. (1879 — 1882). HALAVÁTS J. (1895) într-o lucrare asupra zonei de la E de Reșița, arată că șisturile cristaline din împrejurimile localității Apadia sînt alcătuite din șisturi micacee cu granați, șisturi cuarțoase, gnaise și pegmatite. Mai tîrziu, K. PAPP (1919) reia problema zăcămintelor de mangan.

Dintre geologii romîni care au luat în considerație și această regiune în sintezele asupra Carpaților meridionali, au fost L. MRAZEC (1904), G. MUNTEANU MURGOCI (1905), St. CANTUNIARI (1930), AL. CODARCEA (1930—1940), A. STRECKEISEN (1933). Din studiile acestor cercetători reiese că, șisturile cristaline ale munților Semenic aparțin domeniului getic (AL. CODARCEA, 1940), aflîndu-se către limita lui estică. Reiese de asemenea că rocile cristaline au suferit un metamorfism intens de mezocatazonă. Unii autori au făcut o corelație între șisturile cristaline din Semenic și seria de șisturi cristaline de Lotru.

Mult mai tîrziu, regiunea studiată de noi, a fost cercetată în mod special de I. ROȘCA (1945), care constată că, șisturile cristaline de aici aparțin mezozonei și sînt reprezentate prin micașisturi, cuarțite, gnaise, amfibolite, granodiorite și pegmatite. Peste șisturile cristaline repauzează depozite sedimentare neogene.

În anul 1955, zona de șisturi cristaline cu roci manganifere a fost cercetată de H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU și M. BĂLOIU [1]),

[1]) H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU, M. BĂLOIU, Raport geologic de prospectare a regiunii Rugi-Delinești-Tîrnova. Arhiva Com. Geol. 1955.

Institutul Geologic al României

R. DIMITRESCU, D. CONSTANTINOF și M. TEODORESCU [1]); I. BERCIA și E. BERCIA [2]) și apoi de C. DRĂGHICI și M. SBARCEA [3]).

Cu ocazia prezentării zăcămintelor de mangan din țară la Congresul Internațional de la Mexico de către V. IANOVICI (1956), apare și prima schiță mai detaliată a regiunii Rugi—Delinești—Tîrnova. În anul 1958, M. SAVUL și V. IANOVICI au studiat chimismul rocilor cu mangan din regiune împreună cu celelalte șisturi manganifere din Carpați. Mai tîrziu, în anul 1958, această regiune este prospectată de S. MÎNZATU și E. MÎNZATU [4]), pentru filoanele de pegmatite.

În anul 1959, L. PAVELESCU în sinteza asupra Carpaților meridionali, consideră de asemenea munții Semenic ca aparținînd domeniului getic și încadrează șisturile acestor munți la seria de Sebeș. În anul 1959, H. SAVU (1962 b) încă descrie o serie de minerale din șisturile manganifere din regiune, iar în anul 1962 D. GIUȘCĂ descrie două minerale noi, care se găsesc și în zăcămintele de la Răzoare.

În funcție de împărțirea șisturilor cristaline ale munților Semenic după zonele de metamorfism delimitate pe baza mineralelor index (H.SAVU, 1964), partea de nord a lor, în special regiunea studiată de noi, se încadrează la zona cu staurolit și disten și anume, în partea superioară a acestei zone. Din punct de vedere tectonic s-a menționat existența unor structuri anticlinale și sinclinale, situate pe flancul nord-vestic al structurii în virgație a munților Semenic (H. SAVU, 1964).

STRATIGRAFIA ȘISTURILOR CRISTALINE

Această parte nordică a Munților Semenic este alcătuită din șisturi cristaline mezometamorfice care aparțin cristalinului getic, (CODARCEA, 1940), (ROȘCA, 1954), (SAVU, 1964) și din depozite sedimentare neogene. Ea se situează către limita estică a domeniului getic. În linii generale, aceste formațiuni cristaline fac parte din seria de Sebeș (PAVELESCU, 1959, CODARCEA și colab. 1961).

În succesiunea stratigrafică generală a cristalinului munților Semenic, șisturile din această regiune reprezintă numai o parte din complexul mare al micașisturilor—în a cărui compoziție mai participă, atît paragnaise, cît și cuarțite — și complexul amfibolitelor (SAVU, 1964). De aceea, noi vom repartiza șisturile cristaline cercetate, conform cu această schemă la două mari complexe și anume: complexul micașisturilor și complexul amfibolitelor și al rocilor asociate, ultimul înglobînd și formațiunea manganiferă.

[1]) R. DIMITRESCU, D. CONSTANTINOF și M. TEODORESCU. Raport asupra zăcămintelor de mangan din regiunea Delinești. Arh. Com. Geol. 1955.

[2]) I. BERCIA și E. BERCIA. Raport geologic din regiunea Poiana, Lindenfeld și Tîrnova (Munții Semenic). Arh. Com. Geologic 1955.

[3]) C. DRĂGHICI și M. SBARCEA. Raport geologic asupra lucrărilor de explorare executate de I.S.E.M. în șantierul Delinești în anul 1956, Arh. Com. Geol.

[4]) S. MÎNZATU, E. MÎNZATU. Raport geologic asupra prospecțiunilor de pegmatite din perimetrul Slatina-Timiș-Delinești 1958. Arh. Com. Geol.

Institutul Geologic al României

După cum rezultă din harta geologică, din profile și din coloana stratigrafică alăturată (pl. I), cele două complexe de roci cristaline sînt bine puse în evidență, cu toate că limita lor nu este netă. Astfel, în baza stivei de șisturi cristaline se dezvoltă micașisturi cu disten, staurolit și almandin, cu intercalații de paragnaise și gnaisele cuarțofeldspatice. Această parte din complex are aici o grosime de cca 1000 m. Din loc în loc, apar în micașisturi intercalații de amfibolite sau de gnaise. Astfel, în partea de NE a regiunii apare în micașisturi un prim nivel de amfibolite, cu care se asociază șisturi cuarțitice cu biotit, cu slabe intercalații de cuarțite spessartinice sau spessartinite.

La suprafață, micașisturile alcătuiesc cea mai mare parte a zonei de E a regiunii ele dezvoltîndu-se în bazinul văilor Mașca și Pogonișului.

În zona cuprinsă între Rugi, Ohabița și T. Bobului se intercalează între micașisturi, mai ales în partea superioară a acestora, gnaise cuarțo-feldspatice cu benzi migmatice lenticulare care trec treptat, în împrejurimile localității Ohabița, la migmatite mai bine dezvoltate. Acestea aparțin în general migmatitelor lenticulare, în care materialul cu caracter mai feldspatic alternează cu gnaise cuarțo-feldsptice și paragnaise (ELISEEV, 1960). Sub această formă formațiunile complexului inferior se extind spre sud pe la izvoarele pîrîului Mizescu, pînă în valea Igazeului. În partea superioară a complexului de micașisturi și de gnaise se intercalează primele formațiuni ale complexului al doilea, care începe cu formațiunea manganiferă.

Intercalații foarte subțiri de cuarțite cu silicați de mangan, amfibolite și paragnaise biotitice, se întîlnesc în baza acestei stive a complexului inferior. Asemenea nivele de roci apar în bazinul văii Mașca, la S de localitatea Rugi. De aceea, o limită netă între cele două complexe este mai greu de stabilit, ea fiind marcată de această tranziție gradată. Sub această formă, complexul inferior se afundă spre NW, pe sub șisturile și amfibolitele complexului superior situate într-un sinclinal, ce se dezvoltă în partea de NW a regiunii, pe valea Mizescu, spre Apadia (pl. IV, profil III—III).

Complexul amfibolitelor și al rocilor asociate este mult mai variat decît cel inferior. Ca grupe mari de formațiuni întîlnim aici formațiunea manganiferă, grupa șisturilor manganifere, grupa amfibolitelor și grupa paragnaiselor și a șisturilor biotitice fine.

Grupa de roci mai larg dezvoltată în ansamblul complexului superior este cea a paragnaiselor și a șisturilor cuarțoase cu biotit. Formațiunile sale, paragnaise și șisturi cuarțitice cu biotit, alternează cu micașisturi cu disten, staurolit și granați, cu gnaise cuarțo-feldspatice de tipul celor din complexul inferior, sau cu amfibolite, și se extind pe aproape toată suprafața regiunii studiate, alcătuind benzi și intercalații orientate, ca și celelalte șisturi cristaline, pe direcția NE—SW și avînd căderi spre NW și SE, conform structurii în sinclinal.

Dintre rocile care alcătuiesc această grupă de șisturi cristaline, cele mai răspîndite sînt paragnaisele plagioclazice cu biotit, fine care se întîlnesc pretutindeni în aria de dezvoltare a complexului superior. Cuarțite șistoase apar mai rar. Ele sînt mai răspîndite în partea de SW a regiunii cercetate, pe Valea Lungă și în mică măsură pe valea Mizescu.

Institutul Geologic al României

Un facies deosebit al grupei de roci de mai sus, îl formează rocile care alcătuiesc formațiunea manganiferă. Aceasta alcătuiește un prim nivel important în zona de tranziție de la complexul inferior la cel superior. Acest nivel are o grosime de 110 m și se extinde de la valea Fierului, unde este întrerupt de o fractură, spre SW prin T. Bobului, vîrful Măgura, dealul Socului, pîrîul Finetului și ajunge pînă în valea Igazeului, de unde mai la sud dispare treptat.

Acest nivel al formațiunii magnifere conține și majoritatea intercalațiilor de roci cu minerale de mangan și de fier. După cum se vede pe harta geologică, acest nivel este fragmentat, din loc în loc, de un sistem de fracturi orientat pe direcția NW—SE.

Un al doilea nivel al formațiunii manganifere se situează deasupra primului (pl. 1), spre interiorul ariei de răspîndire a complexului superior. El se extinde, de asemenea, ca o fîșie între Ohabița, valea Fierului, izvoarele Ogașului Urît și valea Străjești, după care dispare treptat, spre SW pierzîndu-se în masa paragnaiselor plagioclazice cu biotit.

Spre NE, acest nivel se afundă odată cu celelalte șisturi cristaline sub depozitele neogene și se mai întîlnește, conținînd de asemenea minereuri de mangan, mai la NE, sub depozitele sedimentare de la Tîlva Obiței.

Grupa șisturilor manganifere este asociată cu șisturile formațiunii manganifere din cele două nivele prezentate mai sus. Șisturile manganifere apar aici sub formă de intercalații înguste, paralele, care alternează cu micașisturile muscovitice sau biotitice ale formațiunii purtătoare. Aceste intercalații au formă de lentile care se efilează. Grosimea acestor intercalații variază de la cîțiva cm, pînă la cîțiva m (fig. 1).

Rocile de mangan care sînt foarte variate prin compoziția lor, alternează cu micașisturi muscovitice nodulare, șisturi cu biotit și muscovit, paragnaise cu biotit și uneori chiar și gnaise cuarțo-feldspatice.

Acestea din urmă, mai intens migmatizate, formează în zona cuprinsă între Ohabița și valea Străjești, culcușul nivelului formațiunii manganifere și în aceeași poziție stau ele în zona cuprinsă între Valea Lungă și pîrîul Igazeului.

Complexul amfibolitelor se dezvoltă în această regiune destul de larg. El are o grosime de circa 300 m și se extinde, după cum rezultă din hartă ca o fîșie lată situată între Ohabița și Valea Lungă.

Mai la sud, el dispare ca și celelalte formațiuni ale complexului superior.

Masa de amfibolite este întreruptă, din loc în loc, de diferite plane de fracturi. Această masă de roci este alcătuită din amfiobolite, uneori amfibolite cu pirotină — pe Ogașul Urît — amfibolite cu granați, amfibolite cu biotit și din gnaise amfibolice.

Pe valea Pogonișului, Ogașul Urît și valea Mizescu se întîlnesc alternanțe dese de benzi leucocrate, alcătuite din gnaise amfibolice albe cu benzi verzi închise sau negre, formate din amfibolite. Benzile care se succed, alternînd ritmic, au grosimi de la cîțiva mm pînă la cîțiva cm. Ele formează roci foarte caracteristice în această zonă. De asemenea,

Institutul Geologic al României

apar unele intercalații de paragnaise plagioclazice cu biotit în amfibolitele de pe valea Mizesculuí.

În cîteva puncte din partea de S a regiunii se întîlnesc serpentinite. Ele apar, între rocile complexului inferior, cît și între cele ale complexului superior. Într-un punct și anume, în cazul ivirii de serpentinite de la E de cota 486 m, acestea se asociază cu amfibolitele, indicînd o legătură genetică. În toate cazurile, serpentinitele sînt concordante șisturilor cristaline și prezintă o foliație paralelă cu acestea.

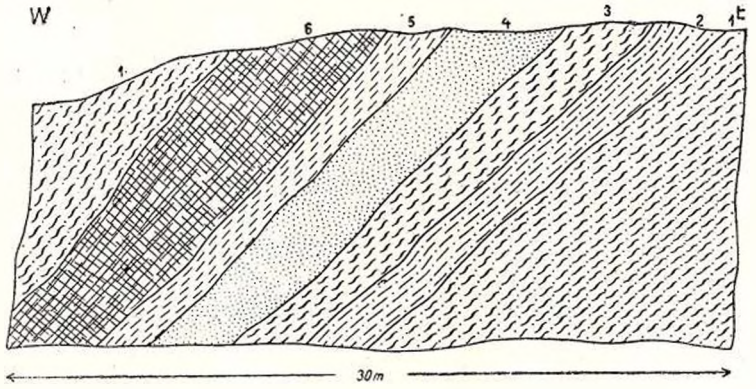


Fig. 1. — Profil de detaliu prin intercalațiile de roci manganifere de la Tîlva Bobului

1, micașisturi muscovitice nodulare; 2, micașisturi biotitice cu muscovit; 3, micașisturi cu ferrimuscovit și piedmontit; 4, cuarțite spessartinice și spessartinite cu magnetit; 5, șisturi cu parageneze complexe de silicați de mangan și de fier; 6, carbonați de mangan cu silicați și magnetit.

Fig. 1. — Coupe de détail à travers les intercalations de roches manganifères de Tîlva Bobului

1, micaschistes muscovitiques nodulcux; 2, micaschistes biotitiques à muscovite; 3, micaschistes à ferrimuscovite et piedmontite; 4, quartzites spessartinitiques et spessartinites à magnétite; 5, schistes à paragénèses complexes de silicates de manganèse et de fer; 6, carbonates de manganèse à silicates et magnétite.

Mai sus în coloana stratigrafică, se observă că peste masa de roci amfibolice apar din nou gnaise cuarțo-feldspatice și micașisturi cu disten, staurolit și granați. Gnaisele cuarțo-feldspatice de la acest nivel sînt mai bogate în muscovit, ceea ce se poate constata mai bine pe Ogașul Urît. De aceea putem considera că complexul amfibolitelor și al rocilor asociate este intercalat între gnaise cuarțo-feldspatice.

Șisturile cristaline sînt străbătute din loc, în loc, de filoane granodioritice și de filoane de pegmatite. Pegmatitele se întîlnesc sub formă de lentile concordante cu șisturile cristaline. Cele mai multe pegmatite apar pe valea Pogonișului, unde feldspatizează la contact șisturile cristaline din jurul lor. Între acestea apar pegmatite cu microclin și mai ales pegmatite cu plagioclaz. Unele pegmatite care străbat șisturile cristaline concordant au o șistuozitate slabă, ceea ce indică punerea lor în loc către sfîrși-

Institutul Geologic al României

tul mișcărilor orogenetice anterifeene, în care se metamorfozau șisturile cristaline.

De asemenea, șisturile cristaline sînt străbătute de filoane de cuarț concordante sau discordante.

PETROGRAFIA ȘISTURILOR CRISTALINE

În acest capitol al lucrării vom prezenta petrografia șisturilor cristaline din regiunea cercetată. Pentru acest scop vom expune studiul petrografic în ordinea succesiunii stratigrafice a rocilor.

A) COMPLEXUL MICAȘISTURILOR ȘI AL GNAISELOR CUARȚO-FELDSPATICE

În acest complex inferior se pot deosebi cîteva tipuri de roci cristaline și anume: micașisturi, paragnaise cu muscovit și biotit, șisturi cuarțoase cu biotit, cuarțite spessartinice, amfibolite, gnaise cuarțo-feldspatice, migmatite lenticulare și migmatite oculare.

Micașisturile au o compoziție foarte variabilă. În funcție de aceasta se pot separa micașisturi cu muscovit și biotit (± granați), micașisturi cu muscovit, cu biotit preponderent și micașisturi cu granați, disten și staurolit. O mare parte din aceste roci au fost deosebite și de L. Roșca (1954). Ele alcătuiesc cea mai mare parte a șisturilor cristaline din baza formațiunilor metamorfice, fiind mai extinse în partea de SW a regiunii. Micașisturi asemănătoare apar însă și în complexul superior.

Structura lor este grano-lepidoblastică, uneori porfiroblastică și textura șistoasă.

Micașisturile cu muscovit și biotit sînt foarte răspîndite în complexul inferior. De la acest tip de rocă se produc treceri spre celelalte varietăți de micașisturi. În compoziția lor participă, în mare cantitate cuarțul, care este însoțit de muscovit, biotit și adesea de almandin. De obicei se întîlnește și plagioclaz în cantitate redusă. Acest mineral este în general slab alterat.

Micele apar sub formă de foițe orientate cu fața (001) în planul foliației rocii. Biotitul se transformă uneori în penin.

În varietățile de tranziție încep să fie constante, deși în cantități mici, minerale ca almandin, disten, iar ca minerale accesorii, apatit și zircon.

Micașisturile cu muscovit se întîlnesc sub formă de intercalații rare în micașisturi, cum este cea de pe valea Pogonișului, și la W de acest pîrîu. Aceste roci au culoare albă și sînt alcătuite din cuarț, muscovit și puțin feldspat.

Micașisturile cu biotit preponderent în compoziție, se întîlnesc în partea de est a regiunii, la sud de localitatea Rugi, unde se asociază cu gnaise biotitice și amfibolite, la E de Poiana Finetului, pe valea Mizescu, în complexul superior și în alte cîteva puncte din regiune. Micașisturile cu biotit sînt alcătuite din cuarț, biotit (+ muscovit) și puțin oligoclaz.

Institutul Geologic al României

Uneori apar cristaloblaste de almandin și mai rar cristale mari de turmalină care pot ajunge la 2 cm lungime, cum sînt rocile de pe valea Mizescu, la SW de Măgura Mare.

Micașisturile cu granați, disten și staurolit sînt roci în care coexistă toate aceste trei minerale tipomorfe, indicînd astfel că regiunea cercetată se situează ca grad de metamorfism, în zona cu staurolit și disten (SAVU, MICU, 1963).

În compoziția acestor roci participă minerale din tabelul 1.

TABELUL *1*

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale		Dimensiunile mm	Conținut %
	Cuarț	0,04—2,40	37,25
	Feldspat	0,01—2,00	2,08
	Disten	0,02—2,60	10,74
	Muscovit	0,12—2,50	17,69
	Biotit	0,04—2,72	20,58
	Granat	0,05—5,00	8,68
	Staurolit	0,08—1,28	0,30
Accesorii	Rutil	0,01—0,16	2,78
	Apatit	0,05—0,36	
	Minerale opace		

Cuarțul și plagioclazul formează de obicei granule cu contur neregulat. La cuarț este evidentă o extincție onduloasă. Sub formă de cristaloblaste alungite după axul *c* se întîlnește distenul. Cristaloblastele sale au însă conturul neregulat și cînd sînt mai mari, formează porfiroblastele care ajung pînă la 5—10 cm lungime. În unele roci, cum sînt cele de pe valea Mizescului din complexul superior și cele de pe valea Mașca se produc concentrații deosebite de disten (distenite). Aceste concentrații distenifere au forme lenticulare lungimea de cîțiva zeci de metri și grosimea ce variază de la 10—30 cm.

Distenul concentrat în ele nu este proaspăt, el are o culoare cenușie și este în mare măsură sericitizat (muscovitizat), proces ce se propagă de la marginile cristaloblastelor spre interior. El ar putea constitui un material exploatabil, în cazul în care distenul nu este transformat. În unele roci el are o structură poikiloblastică, incluzînd multe cristale de granat și de cuarț.

Muscovitul formează foițe de dimensiuni variabile, care sînt orientate în planul șistuozității rocii. Cu el se asociază biotitul brun care concrește uneori cu muscovitul, astfel că în același cristal apar pachete de lamele de biotit ce alternează cu lamele de muscovit.

Biotitul apare și ca incluziuni în disten, iar în unele cazuri el însuși include idioblastele de zircon cu aureole pleocroice. În cazul unor procese slabe de alterare se separă în biotit sagenitul caracteristic.

Institutul Geologic al României

Granatul formează cristaloblaste mari, uneori aproape idioforme, ale căror dimensiuni pot ajunge la 1—1,15 cm diametru, așa cum sînt cele de pe valea Mizescului și Pogonișului. De obicei, granatul are contur neregulat și este ciuruit de granule de cuarț și foițe de biotit pe care le include (Pl. II, fig. 1). Aceste incluziuni formează uneori structura helicitică (ESKOLA, 1939), (HARKER, 1960).

Apar de asemenea, incluziuni de staurolit și de rutil parțial alterat. În funcție de orientarea cristalelor alungite de rutil apare uneori structura de „S" intern, indicînd fenomene de rotire a cristalului de granat în timpul metamorfismului (FAIRBAIRN, 1949).

Staurolitul se întîlnește în formă de cristaloblaste cu contur neregulat, mai rar ca idioblaste frumos colorate în tonuri de galben:

Ng — galben-roșcat
Nm — slab gălbui
Np — galben

El conține de asemenea incluziuni de cristale idiomorfe de rutil parțial alterat, uneori și de cuarț. Mineralele accesorii sînt reprezentate prin rutil, apatit, și minerale opace. Ultimele reprezintă ilmenitul care apare, fie ca granule cu contur neregulat incluse în granat, fie ca granule grupate în cuiburi mici.

P a r a g n a i s e l e c u m u s c o v i t ș i b i o t i t. Aceste roci alcătuiesc slabe intercalații în micașisturi, sau se asociază cu gnaisele cuarțo-feldspatice din zona Ohabița-Rugi. Rocile au structură granoblastică pînă la granolepidoblastică și textură șistoasă. În compoziția lor participă mineralele din tabelul 2.

TABELUL 2

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale		Dimensiunile mm	Conținut %
	Cuarț	0,03—1,60	62,90
	Plagioclaz	0,20—1,40	29,14
	Biotit	0,12—1,05	2,75
Accesorii	Muscovit	0,03—0,80	2,68
	Disten	0,14—1,44	2,66
	Granat	0,04—0,64	
	Apatit	0,32—0,48	
	Zircon	0,02—0,11	

Cea mai mare parte din rocă este alcătuită din granoblaste de cuarț cu extincție onduloasă și de plagioclaz (An 22) maclat polisintetic. În unele cazuri, plagioclazul se dezvoltă poikiloblastic, înglobînd granule de cuarț.

Micele apar sub formă de foițe mai larg dezvoltate. Biotitul este uneori slab cloritizat. În cantități reduse se întîlnește distenul muscovi-

Institutul Geologic al României

tizat pe margini și cristaloblaste de almandin care includ mult cuarț, uneori și cristale idiomorfe de magnetit.

Mineralele accesorii sînt reprezentate prin apatit și zircon. Zirconul formează uneori idioblaste cu structura slab zonară.

Șisturile cuarțoase cu biotit. Șisturile cuarțoase cu biotit se întîlnesc în zona de la S de localitatea Rugi, în bazinul văii Mașca și mai la SW de valea Pogoniș pînă la est de Poiana Finetului, unde se asociază cu roci apropiate de compoziția paragnaiselor cu biotit (+ muscovit), amfibolite și cu cuarțite spessartinice. Uneori apar în ele intercalații foarte subțiri de cuarțite albe cu muscovit.

Rocile au structură granoblastică pînă la granolepidoblastică și textură șistoasă. În compoziția lor participă cuarț și în cantitate foarte redusă oligoclaz și biotit; mai rar conțin ele almandin sau turmalină.

Cuarțite spessartinice. Sînt roci de culoare roșcată, brună, uneori gălbuie, care apar sub formă de intercalații înguste pe malul stîng al văii Mașca. Ele sînt alcătuite, în cea mai mare parte din cuarț, care apare sub formă de granoblaste cu extincție onduloasă. Între granulele de cuarț apar idioblaste de spessartin și cristale alungite de dannemorit.

Amfibolitele. Amfibolitele care se intercalează în complexul inferior au caracteristici de ortoroci și nu diferă de cele din complexul superior. Ele sînt alcătuite din plagioclaz, hornblendă, puțin cuarț, rutil, titanit și ilmenit. Uneori ilmenitul prezintă o aureolă de sfen (pl. II fig. 2).

Gnaisele cuarțo-feldspatice. Aceste gnaise alcătuiesc rocile din partea superioară a complexului micașisturilor, care se dezvoltă între Rugi și Ohabița, la S de Delinești și în lungul formațiunii manganifere, pînă în valea Mizescului. Ele prezintă, pe alocuri, fenomene de mobilizare a feldspaților, formînd uneori migmatite lenticulare. Structura lor este granoblastică, iar textura șistoasă. În compoziția lor participă mineralele din tabelul 3.

TABELUL 3

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale		Dimensiunile mm	Conținut %
	Cuarț	0,048—2,08	44,62
	Microclin	0,32 —0,48	33,99
	Plagioclaz	0,11 —1,2	
	Muscovit	0,12 —2,24	19,71
Accesorii	Zircon	0,03 —0,06	1,68
	Apatit	0,01 —0,22	
	Ortit	0,03 —0,27	
	Ilmenit	0,03 —0,8	

Cuarțul se găsește sub formă de granoblaste cu contur neregulat; el concrește uneori simplectitic cu muscovitul. Microclinul apare în canti-

Institutul Geologic al României

tate foarte mică sub formă de granoblaste cu contur neregulat și de obicei cu structura în grătar incipientă, care se dezvoltă pe marginile granulelor sau neregulat în interiorul lor. Pe alocuri el este slab alterat.

Feldspatul predominant este plagioclazul (*An* 18—20) care formează cristaloblaste mai larg dezvoltate, cu contur neregulat și cu macle polisintetice. Dintre mice este de obicei prezent muscovitul, uneori și biotitul. Acesta din urmă se transformă parțial în clorit pe margini. În unele roci de pe valea Pogonișului, la sud de Ohabița, apar idioblaste de granat slab roziu. În unele porțiuni însă, granatul este colorat neregulat în brun închis.

M i g m a t i t e l e l e n t i c u l a r e. Sub această denumire considerăm rocile dezvoltate mai ales în zona dintre Ohabița și valea Fierului. Ele mai apar și în valea Străjești, la W de Tîlva Bobului. Anterior ele au fost descrise ca gnaise granitice (ROȘCA, 1954). Aceste roci constau din paleosoma care este reprezentată prin paragnaise și gnaise cuarțo-feldspatice și metasoma a cărei compoziție se apropie de compoziția grandioritelor, astfel că în unele porțiuni se ajunge aproape de roci cu compoziția granitelor migmatice, asemănătoare rocilor descrise de H. SAVU [1]) la W de Văling. O astfel de rocă are structură granoblastică și textură slab orientată. În compoziția ei participă mineralele din tabelul 4.

TABELUL 4

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale		Dimensiuni mm	Conținut %
	Cuarț	0,03—4,00	41,98
	Microclin	0,32—2,88	55,14
	Plagioclaz	0,27—3,68	
	Biotit + Muscovit	0,04—0,64	2,06
Accesorii	Zircon	0,02—0,16	0,82
	Minerale opace	0,03—1,60	

Cuarțul care are contur neregulat și extincție onduloasă, prezintă numeroase incluziuni, foarte fine și opace. Feldspatul potasic formează cristale cu contur neregulat, care prezintă o structură caracteristică în grătar, mai clară pe marginile granulelor. El include uneori plagioclaz și cuarț pe care le corodează parțial.

Cristaloblaste mai largi formează plagioclazul (*An* 12), care este maclat polisintetic după legea albitului, mai rar după cea a periclinului. Uneori se întîlnesc cristaloblaste de plagioclaz îndoite, sau slab alterate.

[1]) H. SAVU, 1961. Studiul geologic și petrografic al regiunii Văling, (munții Semenic) Arhiva Institutului Geologic.

Institutul Geologic al României

Biotitul se întîlnește sub formă de foițe divers colorate. Astfel, pleocroismul lui variază în felul următor :

Ng — Nm brun închis pînă la verde închis
Np — galben și verzui-gălbui

În ambele cazuri unghiul 2V este foarte mic. El conține adesea incluziuni de minerale opace.

Mineralele accesorii sînt reprezentate prin cristale idiomorfe, sau rotunjite de zircon, alterat uneori pe margini și prin granule de minerale opace.

În unele roci se întîlnește accesoriu și almandinul, uneori și rutilul.

Migmatite oculare. Astfel de roci se întîlnesc rar în regiunea cercetată de noi, spre deosebire de alte regiuni din Munții Semenic (H. SAVU și C. MICU, 1963). Migmatite oculare au fost întîlnite de noi pe valea Pogonișului și pe valea Fierului.

Rocile din această categorie au structură oculară și sînt orientate. Oculii feldspatici sînt alungiți în sensul lineației rocilor. În compoziția lor participă mineralele din tabelul nr. 5.

TABELUL 5

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale		Dimensiuni mm	Conținutul %
	Cuarț	0,03 — 0,80	23,58
	Plagioclaz	0,04 — 4,80	51,96
	Biotit	0,01 — 5,00	17,43
	Hornblendă	0,02 — 0,35	
Accesorii	Granat	0,03 — 2,40	3,00
	Clinozoizit	0,03 — 0,40	4,02
	Apatit	0,03 — 0,32	
	Zircon	0,01 — 0,08	
	Rutil	0,01 — 0,08	
	Titanit	0,04 — 0,48	
	Minerale opace	0,01 — 0,20	

Mineralul cel mai larg răspîndit în rocă este plagioclazul (*An* 20), care se concentrează de obicei și formează oculii din rocă. De regulă, el are structură poichiloblastică și include cuarț, minerale opace, biotit, hornblendă etc., pe care le corodează parțial. Prin orientarea lor după textura rocii din jur se formează structuri helicitice. Plagioclazul formează uneori concreșteri foarte complicate cu biotitul. El este maclat polisintetic și prezintă uneori alterații slabe sub formă de cuiburi neregulate.

Institutul Geologic al României

După structura sa poikiloblastică (pl. II, fig. 3) se vede că el s-a format prin procese metasomatice, mai ales că, cristaloblastele larg dezvoltate sînt puțin mai acide pe margine. Uneori plagioclazul este străbătut de filonașe de albit.

În cantitate destul de mare mai participă în rocă și cuarțul, ale cărui granoblaste cu extincție onduloasă apar, atît în oculii feldspatici, cît și în masa șistoasă din jur.

Biotitul formează lamele largi, colorate în brun deschis. Ele sînt uneori îndoite și conțin incluziuni de diferite minerale. Cînd apare și zirconul ca incluziune, acesta are în jurul său o aureolă pleocroică. Uneori mica trece pe margini în penin.

Unele roci, cum este cea de pe pîrîul Pogoniș, conțin și o hornblendă sub formă de cirstaloblaste mici, de obicei cu contur neregulat. Ea prezintă următoarele caractere optice:

Ng — albastru-verzui
Nm — verde
Np — slab gălbui
CNg — 24°

În aceleași roci se întîlnește uneori și clinozoizitul, sub formă de cristaloblaste cu contur neregulat, mai rar ca idioblaste, care au un nucleu format din ortit brun-gălbui. Între clinozoizit și plagioclazul mai acid din rocă apar uneori concreșteri intime. În cantitate redusă se întîlnește în aceste roci și almandinul, care apare sub formă de granule cu contur neregulat și cu numeroase incluziuni. Alte minerale accesorii sînt sfenul asociat cu clinozoizit, apatit, rutil și zircon.

B) COMPLEXUL AMFIBOLITELOR ȘI AL ROCILOR ASOCIATE

După cum am arătat, acest complex este foarte variat din punct de vedere petrografic el conținînd și unii termeni care apar în complexul inferior așa cum sînt micașisturile cu granați, disten și staurolit și gnaisele cuarțo-feldspatice. Rocile care-l alcătuiesc se pot separa în următoarele grupe: grupa amfibolitelor, grupa paragnaiselor și a șisturilor cuarțoase cu biotit, grupa rocilor din formațiunea manganiferă, grupa șisturilor manganifere și grupa micașisturilor și a gnaiselor cuarțo-feldspatice. Dintre aceste grupe cea mai larg răspîndită este a doua, restul formațiunilor în afară de amfibolite, reprezentînd roci cu extindere mai redusă.

1. *Grupa amfibolitelor.* În această grupă de roci cuprindem diferite tipuri de amfibolite din regiune. După cum s-a mai arătat, amfibolitele apar sporadic și în complexul inferior, dar ele se dezvoltă larg în complexul superior. Ele sînt reprezentate în cea mai mare parte prin ortoamfibolite. Rocile din grupa amfibolitelor sînt următoarele: amfibolite, amfibolite cu granați, amfibolite cu biotit, gnaise amfibolice și serpentinite.

Primele patru tipuri de roci se asociază intim pe teren în masa mare de amfibolite din regiune. Serpentinitele apar însă sporadic și deoarece reprezintă roci asociate cu ortoamfibolitele provenite din metamorfozarea rocilor bazice din același ciclu magmatic, le-am descris tot aici.

Institutul Geologic al României

Amfibolitele. Amfibolitele sînt roci cu structura granonematoblastică și textură șistoasă. În compoziția lor participă următoarele minerale (tabelul 6).

TABELUL 6

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale		Dimensiuni mm	Conținut %
	Cuarț	0,03—0,32	7,26
	Feldspat	0,01— 1,44	27,68
	Hornblendă	0,08—10,00	57,55
Accesorii	Biotit	0,03—0,30	0,95
	Titanit	0,02—0,50	6,31
	Rutil	0,05—0,09	
	Ortit	0,01—0,32	0,25
	Minerale opace	0,03—0,08	

În rocă apare foarte puțin cuarț sub formă de granule cu contur neregulat, incluse în hornblenda poikiloblastică sau în feldspat.

Plagioclazul (An_{30}) formează cristaloblaste mai mari, maclate polisintetic. El este în general proaspăt, dar în unele cazuri a suferit un fenomen slab de sericitizare.

Hornblenda este varietatea comună care se dezvoltă în cristale destul de mari, uneori pînă la 1 cm. Ea are structură poikiloblastică, incluzînd plagioclaz, cuarț, sfen, rutil și minerale opace pe care le corodează în dezvoltarea sa. Pleocroismul său este următorul:

Ng — verzui-bruniu
Nm — brun-verzui
Np — incolor, slab gălbui
CNg — 20°—22°

Pe unele fisuri care o străbat s-a format biotit în foițe paralele cu pereții. Biotitul include uneori mici cristale de ortit, cu aureole pleocroice în jurul lor. El se transformă uneori în penin.

Titanitul apare sub formă de cristaloblaste cu contur neregulat, de obicei grupate în cuiburi. Rutilul se întîlnește, de obicei, idiomorf și este inclus în hornblendă. Pe ogașul Urît amfibolitele conțin pirotină.

Amfibolitele cu granați. Aceste roci au structură granonematoblastică, uneori porfiroblastică și o textură șistoasă. În compoziția lor participă următoarele minerale (tabelul 7).

Institutul Geologic al României

TABELUL 7

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale		Dimensiuni mm	Conținut %
	Cuarț	0,01—0,06	3,01
	Plagioclaz	0,32—0,50	12,00
	Hornblendă	0,01—0,48	74,07
	Granat	0,08—1,90	7,41
Accesorii	Titanit	0,01—0,16	3,51
	Rutil	0,01—0,24	
	Apatit -	0,008—0,35	
	Minerale opace	0,01—0,20	

Principalul mineral din rocă este hornblenda verde comună. Ea are structură poikiloblastică și include de obicei cuarț și feldspat. De asemenea apar incluziuni de granat, rutil și de magnetit. Pleocroismul este următorul :

Ng — verde-albăstrui
Nm — verde-bruniu
Np — gălbui
CNg — 22°

În general, ea alcătuiește masa principală a rocii în care apar porfiroblaste de granați sau cuiburi de granați și plagioclaz. În unele roci ea formează cristaloblaste mai mari, dar în altele, masa care cimentează porfiroblastele de granat (pl. II, fig. 3) este alcătuită din cristaloblaste fine de hornblendă și granule de cuarț și plagioclaz. Atît cuarțul, cît și plagioclazul se găsesc sub formă de xenoblaste. Pagioclazul (An 30) alcătuiește cristaloblaste mai mari care prezintă uneori macle polisintetice.

Granatul este o varietate slab rozie care se prezintă mai ales ca porfiroblastele dezvoltate de obicei sub formă de schelete de cristale, ce includ granule de cuarț, hornblendă și feldspat sau magnetit. În unele cazuri, asemenea schelete de cristale nu mai păstrează decît marginile cristalului de granat, restul fiind ocupat de celelalte minerale, așa cum sînt descriși astfel de granați în alte lucrări (HARKER, 1960 ; ELISEEV, 1960).

Mineralul opac apare sub formă de granule cu contur neregulat, care au în jurul lor o aureolă de titanit slab pleocroic, formată fie din granule mai fine, fie din cristaloblaste alungite și slab dezvoltate perpendicular pe fețele granulului de magnetit. Rutilul formează cristale alungite, colorate în brun-gălbui și incluse în granat sau hornblendă. Uneori este alterat, caz în care el devine opac. Apatitul se întîlnește rar.

Amfibolitele cu biotit. Amfibolitele cu biotit sînt roci care se întîlnesc adesea în masa mare de amfibolite, în care se asociază mai ales cu gnaisele amfibolice. Ele au structură granonematoblastică și textură șistoasă. În compoziția lor participă mineralele din tabelul 8.

Institutul Geologic al României

TABELUL 8

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale		Dimensiuni mm	Conținut %
	Cuarț	0,03—0,50	3,98
	Plagioclaz	0,20—0,56	36,32
	Hornblendă	0,04—2,88/1,28	50,80
	Biotit	0,01—0,72	5,90
Accesorii	Titanit	0,03—0,16	3,00
	Apatit	0,90—0,40	
	Rutil	0,04—0,11	
	Ortit	0,01—0,09	
	Minerale opace	0,01—0,24	

Ca și în alte amfibolite și în acestea, cuarțul și plagioclazul apar ca xenoblaste. Plagioclazul este maclat polisintetic și apare uneori, slab alterat pe margini sau în porțiuni neregulate din interiorul cristalelor.

Și în aceste roci, hornblenda este o varietate comună, pleocroică în tonuri verzui. Ea are uneori structură poikiloblastică și include cuarț, plagioclaz, rutil, titanit și minerale opace. Cînd conține incluziuni de minerale opace acestea au în jurul lor o aureolă pleocroică. Unghiul de extincție $CNg = 22°$.

Biocitul formează lamele scurte, orientate de obicei în planul faliației rocii. El este pleocroic în culorile brun și gălbui. Uneori el este transformat în clorit, separînd granule de oxizi de fier și de rutil. Conține de asemenea incluziuni de ortit, care produc aureole pleocroice în el.

Mineralele opace accesorii au și aici o aureolă de titanit în jurul granulelor. Mai apar de asemenea, cristale de apatit, rutil și ortit.

Gnaisele amfibolice. Gnaisele amfibolice apar după cum am arătat, în toată masa amfibolitelor, unde formează benzi înguste leucocrate, rezultate, fie prin procesul de diferențiere metamorfică, fie reprezentînd roci inițial leucocrate. Asemenea benzi leucocrate au structură granoblastică și textură paralelă. În compoziția lor participă mineralele din tabelul 9.

Aceste gnaise au adesea o textură rubanată, în care alternează benzi mai leucocrate cu benzi, în care apar în cantitate mai mare minerale melanocrate. În benzile mai leucocrate apare o cantitate mai mare de granule cu conținut neregulat de cuarț și de plagioclaz. Xenoblastele de plagioclaz (An 18) sînt maclate polisintetic după legea albit sau periclin. Unele dintre ele sînt slab afectate de un proces de sericitizare în lungul planelor de clivaj.

Hornblenda este o varietate verde comună. Ea se prezintă în cristaloblaste alungite și orientate în planul foliației rocii. Adesea, include titanit și ortit cu aureole pleocroice. Uneori, hornblenda formează mici benzi alteori ea este uniform răspîndită în rocă.

Institutul Geologic al României

TABELUL 9

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale		Dimensiuni mm	Conținut %
	Cuarț	0,01—0,80	24,25 59,00
	Plagioclaz	0,06—1,60	15,54
	Hornblendă	0,03—0,88	
Accesorii	Titanit	0,02—0,12	1,24
	Clinozoizit	0,08—0,35	
	Apatit	0,10—0,35	
	Zircon	0,01—0,10	
	Minerale opace	0,02—0,19	

Mineralele accesorii sînt reprezentate prin granule sau idioblaste de dimensiuni diferite. Titanitul formează și aici aureole în jurul magnetitului.

S e r p e n t i n i t e l e . Serpentinitele se întîlnesc în trei mici corpuri în șisturile cristaline din partea de sud a regiunii și anume, la sud de T. Soculuí, pe pîrîul Mizescu și la nord de Valea Lungă.

Ele sînt formate pe seama dunitelor și constau dintr-o masă antigoritică ale cărei lamele formează structurile în flăcări, în draperii sau structura celulară. Odată cu transformarea olivinei din dunit în serpentinit, s-au separat oxizi de fier, probabil magnetit secundar, sub formă de granule fine (0,003 — 0,16 mm).

Acestea se grupează uneori sub formă de cuiburi situate printre celelalte minerale. Afară de antigorit în rocă mai apare ici și colo, talc sub formă de foițe larg dezvoltate (2—3 mm diametrul). În serpentinitele de pe Ogașul Sîrbului apar fenomene de metasomatoză cu carbonați.

Carbonatul-magnezit se dezvoltă sub formă de filonașe care înlocuiesc lateral serpentinitul. În jurul filonașelor apar neregulat cuiburi de carbonat, care au înlocuit mineralele serpentinice, păstrînd uneori felul de așezare al lamelelor antigoritice.

În unele cazuri, carbonatul formează cuiburi împreună cu magnetitul secundar, ceea ce indică faptul că magnetitul s-a format tot în perioada în care se produce serpentinizarea dunitului.

2. *Grupa paragnaiselor și a cuarțitelor șistoase cu biotit.* În această grupă de roci o răspîndire mai largă o au paragnaisele plagioclazice cu biotit. Cuarțitele șistoase cu biotit au o dezvoltare ceva mai restrînsă. Asociate cu aceste roci se întîlnesc șisturi cuarțoase cu biotit asemănătoare celor din complexul inferior, motiv pentru care noi nu le vom repeta descrierea aci. Ele fac trecerea de la micașisturi la paragnaisele plagioclazice cu biotit.

Institutul Geologic al României

Paragnaisele plagioclazice cu biotit. Aceste roci se întîlnesc uneori și în cadrul formațiunii manganifere, unde se intercalează între celelalte șisturi dar sînt mai larg răspîndite într-o zonă situată între nivelul șisturilor acestei formațiuni și cel al amfibolitelor; unele gnaise de pe valea Mașca se apropie ca structură de aceste roci. Această zonă se dezvoltă între Ohabița, valea Străjești, valea Mizescu, Valea Lungă și pîrîul Igazeului. Paragnaisele biotitice mai apar apoi într-o zonă situată mai la est, pe valea Mizescu. În aceste zone ele alternează cu micașisturi, gnaise cuarțo-feldspatice și paragnaise plagioclazice cu biotit.

Aceste gnaise apar uneori intercalate și în amfibolite pe valea Mizescu și pe creasta de la NE de această vale.

Ele sînt roci cu o granulație mai fină și uniformă, a căror culoare este cenușie sau roșcată. Structura este granolepidoblastică, iar textura șistoasă. În compoziția lor participă mineralele din tabelul 10.

TABELUL 10

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale		Dimensiuni mm	Conținut %
	Plagioclaz	0,09—0,80	67,97
	Biotit	0,03—0,32	23,86
	Muscovit	0,06—0,45	2,53
Accesorii	Granat	0,04—0,12	5,64
	Rutil	0,01—0,08	
	Apatit	0,03—0,10	
	Zircon	0,01—0,12	
	Minerale opace	0,05—0,12	

După cum rezultă din tabel, roca este alcătuită în cea mai mare parte din plagioclaz (An 20), mineral care se prezintă sub formă de cristaloblaste izometrice și uniform răspîndite în masa rocii. Ele au contur neregulat și prezintă macle polisintetice. Uneori sînt slab alterate, alterație care apare pe margini sau sub formă de cuiburi în interior. Ca incluziuni prezintă foițe de biotit, sau unele minerale accesorii.

Biotitul formează foițe scurte, de obicei situate în interstițiile cristaloblastelor de plagioclaz, însă orientate pe o singură direcție. Uneori, biotitul este transformat pe margini în clorit, iar în interiorul lamelei se separă sagenit.

În aceste gnaise se mai întîlnește, uneori, granat în cantitate foarte mică și în granule foarte fine. Mai rar granoblastele de almandin sînt înlocuite parțial cu clorit. Celelalte minerale accesorii apar, fie sub formă de idioblaste (zirconul și rutilul), fie ca granule cu contur neregulat.

Cuarțitele fine șistoase cu biotit. Cuarțitele fine șistoase cu biotit sînt mai puțin răspîndite în regiunea cercetată de noi.

Institutul Geologic al României

Ele apar sub forma unei fîșii care se dezvoltă în axul unui sinclinal, ce se extinde de la pîrîul Mizescu spre sud-vest.

Ele sînt roci de culoare cenușie și cu granulație fină. Structura lor este granolepidoblastică, iar textura șistoasă. În compoziția lor participă mineralele din tabelul 11.

Tabelul 11

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale		Dimensiuni mm	Conținut %
	Cuarț	0,06—0,72	58,72
	Plagioclaz	0,04—0,12	4,32
	Biotit	0,03—0,32	33,68
	Muscovit	0,02—0,36	2,58
	Granat	0,02—0,08	
Accesorii	Apatit	0,02—0,07	0,69
	Zircon	0,01—0,06	
	Turmalină	0,01—0,28	
	Minerale opace	0,005—0,40	

Cea mai mare parte din rocă este alcătuită din cuarț care formează mici granule cu contur neregulat. Aceeași formă neregulată o are și plagioclazul (An 20). El este maclat polisintetic și slab alterat în sericit și într-un praf fin asociat acestuia.

Dintre mice, mineralul cel mai larg răspîndit este biotitul, a cărui formă de prezentare în tot complexul superior, este cea de foițe scurte și orientate în planul șistuozității. Pleocroismul său este următorul :

Ng — Nm — brun, brun închis
Np — gălbui

El include granule de magnetit și uneori de zircon cu aureole pleocroice. În cantitate foarte mică, dar de obicei în foițe mai mari, participă în aceste roci și muscovitul, ale cărui lamele se întrețes cu cele ale biotitului.

Granatul nu se întîlnește în toate rocile acestei grupe. Cînd apare, el se prezintă sub formă de granule fine, în parte cloritizate și în multe cazuri slab colorate în gălbui. Ele sînt slab anizotrope pe margine, ceea ce indică un granat cu un conținut oarecare de molecule de spessartin.

Mineralele accesorii sînt reprezentate prin apatit, zircon și turmalină. Turmalina este o varietate colorată în brun gălbui-verzui.

3. *Grupa rocilor din formațiunea manganiferă.* În această grupă de șisturi ce alcătuiește formațiunea în care apar de obicei șisturile cu mangan din complexul superior, se găsesc următoarele roci : micașisturi muscovitice nodulare, micașisturi cu muscovit și biotit și micașisturi cu piedmontit și ferrimuscovit.

Institutul Geologic al României

În aceeași formațiune se întîlnesc și paragnaisele biotitice sau șisturile biotitice descrise în prima grupă de șisturi, deoarece formațiunea manganiferă reprezintă un facies al acestei grupe de roci cu biotit. În unele zone apar și șisturi cuarțoase cu biotit descrise mai sus. O caracteristică a formațiunii manganifere este existența, în multe roci ale sale, a unui granat cu un conținut variabil de spessartin, din a cărui alterare rezultă oxizi de mangan, ce pigmentează rocile cu mici pete negricioase.

În cadrul formațiunii manganifere, care se găsește după cum am arătat, în două nivele importante ce apar pe hartă ca două fîșii întrerupte din loc în loc de falii transversale, diferitele tipuri de roci menționate mai sus alternează unele cu altele și cu șisturile manganifere, mai rar și cu amfibolitele.

Micașisturile muscovitice nodulare. Aceste micașisturi apar ca intercalații între șisturile manganifere de la Măgura și de la Bobu. Ele sînt roci de culoare albă cu textură șistoasă, în a căror masă apar mici nodule de 0,5 — 1 cm lungime. În compoziția lor participă mineralele din tabelul 12.

TABELUL 12

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiunile mm	Conținut %
Cuarț	0,01 —0,59	62.28
Muscovit	0,08 —0,80	7.45
Magnetit	0,005—0,28	30,26
Pirită	0,08 —0,64	

Un mineral foarte răspîndit în aceste roci este cuarțul, care formează granoblaste cu extincție puternic onduloasă. Aceste granoblaste se grupează sub formă de nodule sau de oculi alungiți în sensul lineației rocii. Afară de cuarț în nodule mai participă granule fine de magnetit, care au înțesat cuarțul și se grupează în mici cuiburi. Între ele apar uneori și idioblaste fine, dar cele mai multe au contur neregulat.

Muscovitul sub formă de foițe dispuse în planul de șistozitate, uneori îndoite, formează masa rocii din jurul nodulelor cuarțoase. Această masă este alcătuită din muscovit, cuarț și granule de magnetit.

Pirita apare de regulă în cristale idiomorfe, răspîndite ici și colo în masa rocii. Cristalele sînt de obicei parțial alterate în limonit.

Micașisturi cu muscovit și biotit. Micașisturile cu muscovit și biotit se găsesc atît în formațiunea manganiferă, cît și în afara acesteia, în baza amfibolitelor sau în asociații cu rocile grupei paragnaiselor plagioclazice cu biotit. Ele sînt de asemenea roci de culoare cenușie cu structură granolepidoblastică și textură șistoasă uneori rubanată, redată de benzi mai bogate în biotit, care alternează cu benzi în care parti-

Institutul Geologic al României

cipă mai mult muscovitul. În compoziția lor participă mineralele din tabelul 13.

TABELUL 13

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale		Dimensiunile mm	Conținut %
	Cuarț	0,016 —1,16	23,14
	Biotit	0,03 —0,64	38,02
	Muscovit	0,02 —0,16	36,63
Accesorii	Granat	0,01 —0,12	2,20
	Turmalină	0,08 —0,27	
	Zircon	0,005 —0,02	
	Minerale opace	0,01 —0,08	

Granoblastele de cuarț fine sînt prezente în toată roca, dar se concentrează uneori mai mult în benzile cu muscovit. Între ele apar foarte rar granule de plagioclaz. După cum am arătat, micele formează în rocă benzi mai biotitice sau mai muscovitice. Muscovitul se prezintă sub formă de lamele dispuse cu fața (001) paralel cu foliația rocii. Cu o dispoziție asemănătoare se întîlnește și biotitul. El include zircon, granat și granule fine de minerale opace.

Mineralul mai deosebit în aceste roci este un granat de culoare slab gălbuie sau slab brunie, mai evidentă pe marginile cristalelor, zone în care ele prezintă și slabe fenomene de antizotropie. Aceste caracteristici indică un granat cu un conținut apreciabil de molecule de spessartin. De obicei, el formează cristaloblaste aproape idiomorfe, independente sau grupate în cuiburi.

Prin alterare, granatul slab manganifer pune în libertate oxizi de mangan, care se răspîndesc în rocă sub formă de pete negricioase.

În aceleași roci am întîlnit o turmalină de tipul șorlit de culoare verzui-gălbuie sau brunie. Ea formează cristale alungite după axul C. Tot ca mineral accesoriu există în aceste roci cristale idiomorfe de zircon și granule fine de magnetit.

Micașisturile cu piedmontit și ferrimuscovit. Aceste micașisturi formează roca de tranziție de la celelalte șisturi ale formațiunii manganifere la grupa șisturilor cu silicați și carbonați de mangan (SAVU, 1962 b). Asemenea roci au mai fost descrise de WILLIAMS și colab. (1954) în Noua Zeelandă, unde se consideră că aparțin gradului scăzut de metamorfism. Rocile au o culoare violacee și se întîlnesc mai des pe valea Fierului și mai puțin în restul formațiunii manganifere.

Structura lor este granolepidoblastică, iar textura șistoasă. Uneori apare o structură porfiroblastică, redată de porfiblastele de granat. În compoziția rocilor de acest tip participă mineralele din tabelul 14.

Institutul Geologic al României

TABELUL 14

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale		Dimensiunile mm	Conținut %
	Cuarț	0,03 —1,28	5,06
	Plagioclaz	0,32 —3,20	5,44
	Ferrimuscovit	0,08 —2,40	60,00
	Biotit	0,01 —0,88	23,86
	Piedmontit	0,01 —0,72	0,55
Accesorii	Granat	0,02 —0,35	6,43
	Rutil	0,01 —0,12	
	Apatit	0,11 —0,48	
	Minerale opace	0,005—0,25	

Cuarțul care apare sub formă de granoblaste prezintă numeroase incluziuni de magnetit, de rutil și de apatit. Plagioclazul are o structură poikiloblastică, incluzînd și el numeroase cristaloblaste de magnetit, rutil, granat, biotit, apatit, minerale care se grupează în cuiburi ce împănează plagioclazul. El este un oligoclaz acid (An 14) și este probabil că la formarea lui au contribuit fenomene migmatice.

Ferrimuscovitul (SAVU, 1962 b) mineral de culoare violacee, apare sub formă de lamele cu contur neregulat, al căror pleocroism este următorul :

Ng—Nm —slab roziu-bruniu
Np—incolor
(—)2V = 35°

El include de asemenea, magnetit, granat, rutil etc. Zirconul inclus în el nu produce aureole pleocroice ca în biotit.

Cu ferrimuscovitul se asociază biotitul, care apare tot sub formă de lamele de dimensiuni mai reduse. El are următorul pleocroism :

Ng—Nm — brun-gălbui-portocaliu
Np—slab gălbui
(—)2 V = foarte mic

Piedmontitul (SAVU, 1962 b), se întîlnește în cantitate redusă în aceste roci. El formează cristaloblaste prismatice, uneori cu marginile neregulate și are un pleocroism caracteristic.

Ng — roșu deschis
Nm — violet
Np — orange
(—) 2 V = 79°

Granatul este răspîndit în toată roca sub formă de granule fine, uneori ca idioblaste. Unele cristaloblaste prezintă pe margini un slab feno-

Institutul Geologic al României

men de anizotropie, așa cum se întîlnește la spessartin. Afară de aceste minerale, în rocă mai apare, de obicei ca incluziuni în plagioclaz, o turmalină colorată slab în tonuri de portocaliu și roziu, ceea ce după SLIVKO (1959) indică un conținut de Mn^{3+}.

Rutilul apare sub formă de idioblaste.

4. *Grupa șisturilor manganifere.* În această grupă considerăm roci în a căror compoziție intră minerale de mangan-silicați sau carbonați dintre care unii formează obiectul exploatărilor miniere din regiune. Ele alcătuiesc benzi paralele sau lentile intercalate între șisturile formațiunii manganifere. După cum am arătat (H. SAVU, 1962 b), aceste șisturi se pot separa în funcție de mineralul care predomină în compoziția rocii, în următoarele tipuri de șisturi manganifere: cuarțite spessartinice, spessartinite, carbonatite manganifere, rodonitite, șisturi manganifere cu magnetit, șisturi manganifere cu parageneze complexe și șisturi manganifere metamorfozate la contact. Toate aceste roci dau prin alterare oxizi de mangan și limonit.

Diferite tipuri de roci manganifere au mai fost descrise în seriile mezometamorfice din munții Preluca (KOSSMAT și JOHN, 1905) și în munții Sebeș (L. PAVELESCU 1955), iar în seriile epimetamorfice în Carpații orientali (M. SAVUL, 1927).

C u a r ț i t e l e s p e s s a r t i n i c e. Cuarțitele spessartinice sînt foarte răspîndite printre șisturile manganifere și se asociază de obicei cu spessartinitele, sau formează benzi în celelalte roci manganifere. Structura lor este granoblastică, iar textura rubanată. În compoziția lor participă mineralele din tabelul 15.

TABELUL 15

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Conținutul %
Cuarț	0,03—1,90	81,75
Spessartin	0,01—0,11	16,69
Biotit	0,07—0,15	0,57
Magnetit	0,06—0,50	0,97
Hornblendă	0,03—0,19	pînă la 10%

Cuarțul care alcătuiește masa principală a acestor roci, se prezintă sub formă de granoblaste cu contur foarte neregulate, care au inclus cristale de spessartin și de magnetit. În cantitate mai redusă participă spessartinul care apare ca idioblaste. El formează uneori în aceste cuarțite benzi înguste mai bogate în granat, rezultînd astfel texturi rubanate. Granulele sînt slab colorate în gălbui-bruniu. În zonele de alterație se transformă treptat în oxizi de mangan.

Institutul Geologic al României

Biotitul se întîlnește foarte rar în aceste cuarțite. El apare ca lamele fine pleocroice. Ca minerale accesorii apar în cuarțitele cu spessartin magnetit și apatit.

În unele cuarțite se întîlnește și o hornblendă verde, care se prezintă sub formă de cristaloblaste alungite după axul C. Caracteristicile sale sînt următoarele :

Ng verde-albăstrui
Nm — verde-gălbui
Np — slab verzui
CNg — 20°

Spessartinitele. Spessartinitele sînt roci de culoare roșcată sau negricioasă atunci cînd se alterează. Structura lor este granoblastică, iar textura rubanată. Uneori se întîlnesc structuri microcutate. În compoziția lor participă mineralele din tabelul 16.

TABELUL 16

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale		Dimensiuni mm	Conținutul %
	Cuarț	0,005—0,24	15,74
	Spessartin	0,001—0,11	56,30
	Dannemorit	0,16 —0,48	3,45
Minerale opace	Magnetit Spessartin alterat	0,005—0,32	13,06

Principalul mineral (> 50%) este spessartinul care apare sub formă de idioblaste izolate sau ca benzi compacte alcătuite din granoblaste fine colorate în galben. El se alterează adesea și datorită acestui fenomen capătă mai întîi o culoare roșcată, care se închide treptat, pînă ce se ajunge la o masă opacă de oxizi de mangan și fier secundari.

În cantitate mai redusă se întîlnește în aceste roci cuarțul, ce se prezintă sub formă de granoblaste, care cimentează cristaloblastele de spessartin. Ici, colo apar în masa rocii cristale de magnetit care se prezintă uneori sub formă de idioblaste, alteori ca granule cu contur neregulat.

Și în aceste roci, se observă adesea benzi în care cuarțul crește cantitativ, roca apropiindu-se de cuarțitele spessartinice.

Carbonatitele manganifere. Carbonatitele manganifere se întîlnesc ca intercalații în rocile cu mangan (fig. 1). Acestea sînt mai frecvente în șisturile manganifere de la T. Bobului, la Ohabița și la Străjești la nord de regiunea cercetată. Spre SW, în direcția prelungirii formațiunii manganifere, carbonatitele sînt mai rar întîlnite, pînă ce dispar, șisturile manganifere fiind reprezentate mai departe prin silicați.

Institutul Geologic al României

Rocile au structură granoblastică și textură rubanată, redată de alternanțe formate din paragenezele: rodocrozit, rodocrozit + spessartin, rodocrozit + dannemorit, rodocrozit + magnetit. Uneori paragenezele se îmbogățesc cu încă un termen sau doi.

În general în compoziția carbonatitelor participă următoarele minerale (tabelul 17).

TABELUL 17

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Conținutul %
Carbonat	0,03 —0,72	55
Dannemorit	0,04 —1,00	8
Spessartin	0,005—0,06	16
Rodonit	0,05 —0,16	14
Apatit	0,01 —0,28	3
Magnetit	0,01 —4,00	4

Carbonatul este principalul mineral din rocă. El se prezintă sub formă de cristaloblaste cu contur neregulat, ale căror dimensiuni variază în funcție de parageneza în care ia parte. Astfel, el este foarte fin în asociație cu spessartinul, care are de asemenea dimensiuni reduse. În asociație cu alte minerale el prezintă o granulație medie și este mai larg dezvoltat cînd formează benzi monominerale sau în parageneză cu magnetitul.

Spessartinul apare ca și în alte roci fie ca idioblaste izolate și de dimensiuni variabile, fie în mase compacte. Din loc în loc, apar cristoblaste sau cuiburi de cristaloblaste de dannemorit. Acestea sînt alungite după axul C, incolore și prezintă macle polisintetice după fața (100); unghiul de extincție $cNg = 21°$. Dannemoritul apare atît în benzile cu rodocrozit, cît și în jurul cristalelor mai mari de magnetit. În toate cazurile, alungirea cristaloblastelor este paralelă cu lineația rocii. În jurul cristaloblastelor de magnetit, dannemoritul formează împreună cu spessartinul o aureolă care separă magnetitul de masa carbonatului.

În astfel de roci mai apar cantități reduse de rodonit, apatit și ortit brun.

Șisturile manganifere cu magnetit. Rocile manganifere cu magnetit reprezintă asociații de silicați de mangan destul de variate. Ele pot fi reprezentate prin spessartinite sau asociații de dannemorit cu spessartin, uneori cu rodonit. Aceste roci se deosebesc de celelalte șisturi manganifere prin faptul că conțin cantități variabile de magnetit (tabelul 18).

Astfel de șisturi se întîlnesc sub formă de benzi sau lentile între celelalte roci cu silicați sau carbonați de mangan. Ele sînt străbătute, ca și celelalte roci de filoane de cuarț cu cristale fibroase de dannemorit ce stau perpendicular pe pereți.

Institutul Geologic al României

TABELUL 18

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Conținutul %
Silicați	0,01—5,00	95—55
Magnetit	0,05—10,00	5—45

După cum a arătat H. SAVU (1962 b), magnetitul este o varietate de jacobsit slab manganifer. El are un conținut de 3,29% MnO.

Rodonititele. Rodonititele formează benzi între cuarțitele spessartinice și spessartinite. Structura lor este granoblastică sau granonematoblastică, iar textura orientată. În compoziția acestor roci participă mineralele din tabelul 19.

TABELUL 19

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Conținutul %
Rodonit	0,06—3,40	70
Spessartin	0,03—0,25	10
Dannemorit	0,03—0,20	2
Minerale opace	0,01—0,32	3

Rodonitul este principalul mineral din rocă. Culoarea lui rozie este caracteristică. El se prezintă sub formă de cristaloblaste, care includ mici cristale fibroase de dannemorit. Rodonitul are unghiul de extincție de 53° — 54° iar unghiul (+) 2 V de 73°. O valoare apropiată este dată pentru rodonitul de la Iacobeni (RĂDULESCU, 1962). Uneori, rodonitul este slab alterat și se transformă într-un material brun-roșcat, alcătuit din oxizi de mangan și fier, care-l înlocuiește complet.

Spessartinul participă în aceste roci în cantitate mai mică. De obicei, el se prezintă sub formă de idioblaste. El formează uneori în rodonitite mici benzi aproape monominerale de granat, benzi care se pierd pe direcție, trecînd în asociația rodonit + spessartin.

În cantitate mai redusă încă, se găsește în rodonite și dannemorit sub formă de fibre grupate în cuiburi sau snopi. Celelalte minerale accesorii, magnetit sau apatit, apar sub formă de granule cu contur neregulat sau cristale idiomorfe.

Și aceste roci sînt străbătute de filonașe de cuarț și dannemorit cu fibre foarte lungi, care stau perpendicular pe pereți.

Institutul Geologic al României

Șisturile cu parageneze complexe de silicați de mangan. Aceste roci sînt răspîndite în toată zona de șisturi manganifere din regiune. Ele sînt foarte variate prin compoziția lor, fiind alcătuite din dannemorit, rodonit, rodocrozit, piroxmangit, spessartin, knebelit sau tefroit și magnetit, minerale care formează diferite parageneze cu mai mulți componenți. Ca structură, aceste roci nu se deosebesc de cele de mai sus, ele avînd de asemenea o structură granoblastică și textura șistoasă, orientată. Granulația acestor roci variază între 0,01 — 4,00 mm.

Mineralele se prezintă de obicei sub formă de xenoblaste care au ca și în celelalte roci, dimensiuni variabile. În unele roci din această grupă se observă numeroase benzi, în care predomină un mineral, ce alternează cu benzi în care predomină un alt mineral. Benzile din aceste alternanțe își modifică atît grosimea, cît și compoziția, ele efilîndu-se sau începînd treptat ca într-o aceeași bandă să scadă conținutul mineralului predominant într-o porțiune și să crească mai departe în conținut alți componenți ai rocii.

Majoritatea mineralelor din aceste roci au fost descrise și mai sus. Pe lîngă acestea, aici mai găsim și alți cîțiva silicați. Astfel, piroxmangitul este un mineral care se întîlnește sub formă de xenoblaste, a căror structură este adesea poikiloblastică, incluzînd spessartin și magnetit. Unghiul său de extincție este de 45° iar unghiul axelor optice (+) 2 V = 45°. Mai rar se întîlnesc cristaloblaste fine de tefroit sau knebelit.

Șisturile manganifere metamorfozate la contact. Aceste roci au rezultat din transformarea celorlalte șisturi de mangan sub influența migmatitelor, a filoanelor de roci granitoide și a filoanelor de cuarț care le străbat. Ele sînt alcătuite din unele minerale descrise mai sus alături de care mai apar minerale specifice ca: șeferit, epidot, ortit etc.

Șeferitul se găsește sub formă de cristaloblaste cu contur neregulat, colorate în verzui, al căror unghi de extincție este de 45°. În unele roci se întîlnesc minerale din grupa epidotului colorat în galben-auriu sau în verzui, care se asociază cu cuarț, spessartin, ortit, rodonit și apatit, uneori și magnetit.

5. *Grupa micașisturilor și a gnaiselor cuarțo-feldspatice.* Această grupă de roci este asemănătoare șisturilor descrise în complexul inferior, fiind alcătuită din micașisturi cu granați, disten și staurolit, șisturi cuarțoase cu biotit și din gnaise cuarțo-feldspatice. Cum aceste roci au fost descrise mai sus, nu vom mai reveni aci asupra lor.

C) GRANODIORITELE

Granodioritele se întîlnesc rar în partea de nord a munților Semenic și apar mai des ca filoane, care străbat șisturile cristaline. Un astfel de filon granodioritic străbate amfibolitele cu biotit de pe valea Fierului. Granodioritul are structură hipidiomorfă și textură slab orientată. El este alcătuit din cuarț, oligoclaz, puțin microclin și biotit.

Institutul Geologic al României

El influențează prin soluțiile pe care le degajă amfibolitele din jur, epidotizîndu-le. Astfel, în amfibolite se dezvoltă cristale scheletice de clinozoizit, sau concreșteri simplectitice al acestui mineral cu plagioclazul. În alte cazuri, clinozoizitul formează cristale aproape idiomorfe, cu structură zonară.

D) PEGMATITELE

Pegmatitele alcătuiesc filoane discordante sau lentile concordante de pegmatite cu microclin, pegmatite cu plagioclaz și pegmatite cu hornblendă [1]). După cercetările noastre, ele au mai fost prospectate de S. MÎNZATU și E. MÎNZATU [2]). Din punct de vedere structural putem deosebi pegmatite cu structură slab orientată, care arată că ele au suferit ultimele mișcări orogenice cînd s-au metamorfozat șisturile cristaline și pegmatite cu textură masivă.

În zonele cu forme lenticulare de pegmatite de pe valea Pogonișului, spre izvoare, apar fenomene de feldspatizare a șisturilor cristaline. Tot aici pegmatitele conțin și cristale izolate de ilmenit.

Pegmatitele cu feldspat potasic. Pegmatitele din această categorie au structură pegmatitică sau granitică și textura masivă. Asemenea pegmatite apar pe valea Pogonișului, atît spre izvoare, cît și în zona de la vest de Ohabița. În compoziția acestui pegmatit participă mineralele din tabelul 20.

TABELUL 20

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale		Dimensiuni mm	Conținut %
	Cuarț	0,30—3,20	27,87
	Feldspat	0,35—4,80	66,20
	Muscovit	0,06—0,96	5,74
Accesorii	Zircon	0,01—0,08	0,17
	Allanit	0,01—0,11	

Cristalele de cuarț sînt xenomorfe și au extincție onduloasă. Plagioclazul (An 12) formează cristale mari, maclate polisintetic după legea albitului și albit-Karlsbad. El este tulbure, fiind înțesat cu un praf fin caolinitic, iar pe planele de clivaj s-au depus granule fine opace de oxizi de fier. Cristalele mai mari sînt uneori îndoite.

[1]) H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU, M. BĂLOIU, Op. cit.

[2]) S. MÎNZATU, E. MÎNZATU 1958. Op. cit.

Institutul Geologic al României

Feldspatul potasic apare de asemenea în cristale larg dezvoltate și xenomorfe cu structura în grătar. El este uneori albitizat și străbătut pe fisuri de filonașe de albit. De multe ori, este și el slab alterat.

Ca minerale accesorii găsim în aceste roci cristale idiomorfe de zircon și de ortit. Ultimul formează mici cristale idiomorfe sau xenomorfe colorate în brun, verzui; ele se găsesc în interstițiile celorlalte minerale.

Pegmatitele cu plagioclaz. Pegmatitele cu plagioclaz, care conțin ca minerale din grupa micelor atît biotit, cît și muscovit

TABELUL 21

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Dimensiuni mm	Conținut %
Cuarț	0,11—3,60	50,50
Plagioclaz	0.80—2,40	23,00
Muscovit	0,16—2,72	18,50
Turmalină	0,80—1,60	7,00
Minerale opace	0,01—0,08	1,00

sînt cele mai obișnuite în regiune. Ele sînt alcătuite din următoarele minerale (tabelul 21).

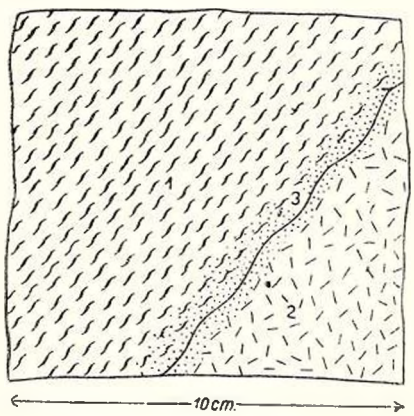


Fig. 2. — Contact între pegmatit (2) și șisturi cuarțoase cu biotit (1) pe Valea Lungă. Pe contact se produce turmalinizarea (3) ambelor roci (punctat).

Fig. 2. — Contact entre la pegmatite (2) et les schistes quartzeux à biotite (1) de Valea Lungă. Le long du contact a lieu la tourmalinisation (3) des deux types de roches (en pointillé).

Cuarțul are extincție onduloasă și se prezintă sub formă de cristale xenomorfe. Sub forma de cristale hipidiomorfe, maclate polisintetic sau periclin apare plagioclazul. El este uneori îndoit și slab alterat; în porțiunile alterate se transformă în sericit. Muscovitul se dezvoltă în lamele mai largi care au marginile neregulate și concresc uneori simplectitic cu cuarțul.

Turmalina apare sub formă de cristale prismatice, concentrate mai ales spre contactul filonului (fig. 2). Roca de la contact este deasemenea intens turmalinizată. Între turmalina din pegmatit și cea din roca înconjurătoare există însă unele deosebiri. Astfel turmalina din pegmatit este colorată în albastru și are următorul pleocroism:

Ng — albastru
Np — incolor

În apropierea contactului se găsesc cristale de turmalină cu structură

Institutul Geologic al României

zonară, în care nucleul este colorat în albastru, iar o zonă marginală care apare este de culoare verde brunie și are următorul pleocroism :

Ng — verde-gălbui
Np — slab gălbui, incolor

Șistul cuarțos biotitic turmalinizat din apropierea pegmatitului conține cristaloblaste de turmalină cu structură poikiloblastică ce includ granule de cuarț și granați. Ele au un nucleu de culoarea zonei externe a turmalinei de mai sus și pe margini o zonă colorată mai intens în brun :

Ng — brun-gălbui
Np — slab gălbui

În afară de aceste pegmatite cu plagioclaz, mai menționăm că unele pegmatite de pe valea Igazeului conțin cristale frumoase de disten, iar pegmatitele care străbat amfibolitele de pe malul drept al pîrîului Mașca conțin ca mineral melanocrat, hornblendă verde.

F i l o a n e l e d e c u a r ț. Filoanele de cuarț se întîlnesc în diferite puncte din regiune, unde se asociază adesea cu pegmatitele. Ele conțin uneori cristale mari de turmalină prinse în masa de cuarț alb.

E) ROCI MILONITIZATE ȘI DIAFTORIZATE

Șisturile cristaline din regiune au fost afectate de diferite sisteme de forfecare în lungul cărora structura și alcătuirea lor mineralogică au fost modificate în oarecare măsură. Cele mai importante modificări întîlnite în aceste roci sînt milonitizarea și diaftoreza.

Micașisturile cu granați, disten și staurolit, supuse proceselor de retrometamorfism au suferit o serie de modificări. Astfel, cristale de plagioclaz (An 22) sînt parțial sericitizate și îndoite. Mineralele melanocrate ca biotitul și granatul se transformă în clorit; uneori apare cloritoid retromorf. Aceste transformări se aseamănă cu cele descrise de N. Gherasi (1937) în munții Godeanu.

Biotitul transformat în clorit separă alături și granule de oxizi de fier sau de titan, iar cristalele de zircon, incluse inițial în biotit, își mențin aureolele pleocroice și în clorit. Granatul se transformă și el în clorit, procesul realizîndu-se pe fisurile care-l străbat.

Distenul și staurolitul se transformă și ele parțial sau total în muscovit care formează cuiburi de mică mai larg dezvoltate pe marginile acestora.

La gnaisele cuarțo-feldspatice apar de asemenea structuri cataclastice. Granoblastele de cuarț care nu au fost zdrobite, au o extincție mai onduloasă, iar cele de plagioclaz sînt îndoite sau sparte. Micele au fost îndoite și biotitul a trecut în clorit.

Fenomene asemănătoare au afectat și amfibolitele. În aceste roci plagioclazul este alterat și înțesat cu un praf fin caolinos-sericitos. El este albitizat și pe fisurile care-l străbat s-a depus albit în cristale fine, de unde rezultă că pe aceste plane de forfecare au circulat și soluții apoase.

Institutul Geologic al României

Hornblenda a fost transformată în actinolit, care prezintă macle după fața (100) și are unghiul de extincție $cNg = 16°$. Pleocroismul său este următorul:

Ng — slab verzui-gălbui
Nm — slab bruniu
Np — incolor

Ca și cristalele de plagioclaz, cele de hornblendă au fost de asemenea îndoite. Biotitul existent în roca primară s-a transformat în clorit.

În paragnaisele cu biotit au apărut de asemenea o serie de transformări în urma acestor procese. Astfel, ele sînt străbătute de plane de forfecare, în lungul cărora se formează de asemeni un mortar fin rezultat din cuarț și din plagioclaz. Pe unele fisuri s-a depus cuarț sub formă de filonașe subțiri. Biotitul din aceste gnaise a fost înlocuit complet cu clorit și s-au separat mici granule de oxizi de fier și titan.

Afară de acestea, în rocă s-au format cristale de turmalină provenite din soluțiile care au circulat prin rocă.

CONDIȚIILE DE METAMORFISM DIN ȘISTURILE CRISTALINE

Așa cum am menționat la istoricul cercetărilor, după împărțirea pe zone de metamorfism a cristalinului munților Semenic (SAVU, 1964), regiunea Delinești se încadrează în zona cu staurolit și disten.

Din descrierile de roci prezentate în capitolul petrografie, rezultă clar că mineralele index din această regiune sînt disten, staurolit și almandin, ele confirmînd cele arătate mai sus cu privire la zona de metamorfism. Ele arată de asemenea că rocile au fost metamorfozate în condițiile faciesului amfibolitic (TURNER și VERHOOGEN, 1960; RAMBERG, 1959; ELISEEV, 1960). În condițiile acestei zone de metamorfism, au rezultat pentru diferitele roci premetamorfice, parageneze de minerale variate.

Astfel, cele mai caracteristice parageneze din rocile pelitice sînt:

1. Cuarț — disten — staurolit — muscovit (plagioclaz — biotit);
2. Cuarț — staurolit — almandin — muscovit — plagioclaz (biotit).

Aceste parageneze demonstrează că rocile au fost metamorfozate în condițiile subfaciesului staurolit-almandin (SAVU, MICU, 1963) din sistemul lui TURNER și VERHOOGEN (1960).

În rocile cuarțo-feldspatice se întîlnește parageneza de mai jos, care indică același subfacies:

3. Cuarț — plagioclaz — microclin — muscovit ($\pm$ biotit).

Rocile amfibolitice și gnaisele amfibolice care reprezintă roci bazice metamorfozate, pun în evidență următoarele parageneze:

4. Hornblendă — plagioclaz — almandin (— cuarț);
5. Hornblendă — plagioclaz (— cuarț — biotit);
6. Hornblendă — plagioclaz — biotit (— cuarț — ortit);
7. Hornblendă — plagioclaz — clinozoizit (— cuarț).

Ultima paragenză este caracteristică în gnaisele amfibolice și în benzile leucocrate paralele din amfibolite. În afară de aceste parageneze

Institutul Geologic al României

mai sînt altele, care se întîlnesc în rocile cu compoziție chimică deosebită și care nu sînt concludente în petrogeneză.

Din paragenezele prezentate mai sus, rezultă că în cadrul acestei zone surprindem reacția de mai jos, care indică un metamorfism progresiv după TURNER și VERHOOGEN (1960).

$$\text{Staurolit} + \text{cuarț} \rightleftharpoons \text{disten} + \text{almandin} + H_2O$$

Reacția aceasta este pusă în evidență de paragenezele 1 și 2; partea dreaptă a ecuației este caracteristică în zona de SE de regiunea cercetată de noi la Petroșnița. Aici, în zona cu staurolit și disten este foarte răspîndită parageneza 1, uneori cu tranziție spre o parageneză fără staurolit caracteristică în rocile mai aluminoase, unde se formează concentrații speciale de disten, așa cum sînt cele de pe valea Mizescu.

Faciesul almandin amfibolitic se realizează la temperaturi cuprinse între 550° și 750° C și presiuni situate între 4000 — 8000 bari. (TURNER și VERHOOGEN, 1960). De aceea, putem conclude că, șisturile cristaline din regiunea Delinești au fost metamorfozate în condițiile părții superioare a faciesului almandin — amfibolitic, deci la temperaturi cuprinse între 650° și 550° C, respectiv în condițiile subfaciesurilor staurolit-almandin și disten-almandin.

În anumite porțiuni se produc fluctuații de temperatură, mai ales în zonele în care se formează concentrații de disten sub acțiunea soluțiilor migmatice, care migrează în sus prin rocile bogate în Al_2O_3 (CLIFORD, 1958), (GREEN, 1963).

Mai sus am descris existența unor roci serpentinice asociate șisturilor cristaline din regiune și mai ales cu amfibolitele. WILLIAMS și colab. (1954) susțin că mineralele serpentinice sînt stabile pînă la 500° iar SEGNIT (1963) a arătat că serpentina aluminoasă poate fi sintetizată la 600°C și presiunea cuprinsă între 10 și 20 Kilobari. Acest ultim rezultat indică posibilitatea ca rocile serpentinice să fie încă stabile în partea superioară a faciesului almandin — amfibolitic.

În aceste condiții de metamorfism, depozitele bogate inițial în oxizi de mangan și oxizi de fier, au trecut în paragenezele de mai jos.

Cuarțitele din șisturile manganifere au parageneza:

8. Cuarț (-spessartin).

În spessartinite se întîlnesc paragenezele:

9. Spessartin (-cuarț);
10. Spessartin — dannemorit (-cuarț);
11. Spessartin — actinolit — biotit — magnetit manganifer (-cuarț)

Pentru carbonatitele manganifere sînt caracteristice paragenezele:

12. Rodocrozit — spessartin — dannemorit;
13. Rodocrozit — spessartin — rodonit;
14. Rodocrozit — cuarț — rodonit.

Rodonititele conțin și ele paragenezele:

15. Rodonit — spessartin;
16. Rodonit — spessartin — rodocrozit (-cuarț).
17. Rodonit — dannemorit.

Institutul Geologic al României

Șisturile manganifere cu magnetit:

18. Cuarț — magnetit manganifer — spessartin;

19. Rodocrozit — spessartin — dannemorit — magnetit manganifer.

Șisturile manganifere complexe au și ele paragenezele:

20. Spessartin — rodonit — piroxmangit — knebelit (tefroit) și alte asociații între mineralele de mai sus.

Șisturile cu ferrimuscovit și piedmontit, care ar putea fi considerate șisturi alumino-fero-manganoase, conțin parageneza:

21. Cuarț — plagioclaz — ferrimuscovit — piedmontit (-granat ± spessartinic — biotit).

Roci cu silicați de mangan asociate șisturilor cristaline metamorfozate în condiții mesozonale au fost descrise și în alte regiuni din lume (WILLIAMS și colab., 1954; VASSJOKI Oke, 1956; PAULSEN, 1956) sau din țară [1]) (KOSSMAT și JOHN, 1905; PAVELESCU, 1955).

De asemenea, au fost descrise șisturi manganifere metamorfozate în condițiile epimetamorfice (M. SAVUL, 1927; V. IANOVICI, 1956, RĂDULESCU, 1962; WOODLAND, 1956; PASTOR și colab, 1956; ANCION și colab. 1956). Din descrierile făcute reiese că șisturile manganifere au în faciesul amfibolitic aproximativ aceleași asociații de roci și de parageneze ca și în faciesul de șisturi verzi, de unde rezultă cîmpul larg de temperaturi la care sînt stabile aceste minerale de mangan.

Se relevă de asemenea, apariția încă din faciesul de șisturi verzi a unor minerale, care ar putea fi stabile numai la temperaturi mai ridicate. Ele depind de concentrația sedimentului inițial în oxizi de mangan, de unde rezultă că la analiza anumitor parageneze de minerale din șisturile metamorfice trebuie avute în vedere nu numai P și T, ci și K = concentrația sedimentului inițial în anumite elemente.

Există cu toate acestea și unele deosebiri între aceste șisturi manganifere. Astfel magnetitul manganifer (SAVU, 1962 b) sau iacobsitul apare în șisturile manganifere metamorfozate în faciesul amfibolitic și tot așa piedmontitul, care este cunoscut în șisturile manganifere de la Delinești și din Munții Sebeș în regiunea Steaua (SAVU, 1962 b). Alt mineral care este cunoscut numai în șisturile manganifere mezometamorfice, este piroxmangitul și se pare că tefroitul și knebelitul apar cu totul întîmplător în șisturile manganifere epimetamorfice (M. SAVUL, 1927); ele sînt însă obișnuite în cele mezometamorfice.

Excluzînd unele formații cu caracter filonian, care conțin minerale de mangan și apar în rocile manganifere nemetamorfozate, majoritatea cercetătorilor sînt de acord că zăcămintele de mangan sînt de origină sedimentară, așa după cum vom arăta mai departe.

În privința genezei numărului mare de silicați de mangan și a altor minerale din șisturile manganifere, s-au emis diferite explicații.

[1]) N. GHERASI și T. BODIN, 1955. Raport geologic asupra zăcămintelor de mangan de la Răzoare. Arh. Com. Geol.

Institutul Geologic al României

Astfel, L. HEZNER (1913) a considerat că silicații de mangan provin din carbonații de mangan și siliciul depuși primar, care reacționează întocmai ca și calcarele în timpul metamorfismului, după reacția:

$$SiO_2 + CO_3Mn \rightleftharpoons SiO_3Mn + CO_2$$

Aceeași concluzie a fost aplicată și la explicația petrogenezei șisturilor manganifere din Carpații orientali (M. SAVUL, 1927). Pe baza acestei reacții se arată că fazele ce pot apărea sînt: MnO, $MnCO_3$, $MnSiO_3$, $MnSiO_4$, SiO_2, CO_2, faze care cuprind un mare număr de minerale existente în șisturile cu mangan.

W. A. WOODLAND (1956) a considerat pentru unele roci manganifere din Marea Britanie, că s-au depus inițial ca un amestec coloidal de carbonat de mangan, argile și material silicios, care au reacționat în timpul metamorfismului, rezultînd granatul manganifer, spessartinul. Reacția s-a realizat astfel:

$$3MnCO_3 + Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 + SiO_2 = 3MnOAl_2O_3 \cdot 3SiO_2 + 3CO_2$$
(rodocrozit) (argilă) (spessartin)

În ambele explicații de mai sus se consideră că apariția rodocrozitului, sau a cuarțului, alături de silicații de mangan, reprezintă materialul în exces, carbonatul de mangan sau siliciul.

O a treia posibilitate de formare a silicaților de mangan și fier este expusă de SAKSELA (1933) și de VAASJOKI Oke (1956), care consideră că unele șisturi manganifere din Finlanda provin din depozite sedimentare, în care s-au sedimentat oxizi și materiale silicioase. În timpul metamorfismului, o parte din oxizii de fier a trecut în magnetit, iar oxizii de mangan au reacționat cu materialul silicios și au trecut în silicați de mangan, mai ales rodonit.

De fapt, explicațiile prezentate mai sus reprezintă observații independente și se referă la cazuri izolate de șisturi manganifere. În funcție de caracteristicile șisturilor manganifere descrise de noi mai sus, ale căror parageneze sînt foarte variate și de felul cum aceste roci apar ca benzi de cuarțite, carbonatite, spessartinite, rodonitite, șisturi manganifere cu parageneze complexe, considerăm că în șisturile manganifere de la Delinești au existat toate cele trei cazuri de mai sus. Pe lîngă acestea, apar situații mai complicate, determinate de intervenția în sistemele de reacție a mult mai multor faze.

Astfel de situații au fost descrise anterior și de A. HIETANEN (1936), care a arătat că unele șisturi manganifere apar în asociație cu amfibolitele cu piroxen și cu mineralizații de sulfuri.

De aceea, vom considera că depozitele inițiale din care au provenit șisturile manganifere, au reprezentat depozite alcătuite din carbonați de mangan, geluri silicioase, depuneri de oxizi de mangan, uneori și intercalații feruginoase. Mici cantități de carbonați sau oxizi de mangan s-au depus și în depozitele silicoaluminoase din formațiunea manganiferă; din aceste roci au rezultat șisturile cu piedmontit și șisturile cu granat slab manganifer, așa cum constată și WOODLAND (1956).

Institutul Geologic al României

În timpul metamorfismului, sub acțiunea injecțiilor sinorogene acide, a filoanelor de pegmatite și de cuarț, șisturile manganifere sînt afectate și apar paragenezele cu șeferit, epidot și alți silicați de mangan, formați sub acțiunea lor termică, în jurul acestor filoane (SAVU, 1962 b). Cum metamorfismul general al acestor roci se produce sub acțiunea temperaturii și a soluțiilor sinmetamorfice, șisturile manganifere se aseamănă oarecum cu așa zisele „reactions Skarn" care iau naștere în calcarele intercalate în șisturile cristaline cu grad înalt de metamorfism (RAMBERG, 1959).

EVOLUȚIA GEOSINCLINALULUI ȘI CONDIȚIILE DE SEDIMENTARE A DEPOZITELOR MANGANIFERE

Pentru explicarea sedimentării formațiunilor premetamorfice din care au provenit șisturile cristaline din regiunea studiată, trebuie să luăm în considerație faptul că toate șisturile descrise reprezintă formațiuni ale complexului micașisturilor și ale celui amfibolitic (SAVU, 1964). Așa dar, în această zonă a marelui geosinclinal precambrian [1]) se depuneau argile cu slabe intercalații de roci bazice, gresii cuarțoase sau argiloase, între care a apărut la un moment dat un nivel de depuneri manganifere. Din aceste depozite au rezultat, prin metamorfism, șisturile cristaline din bazinul văii Mașca.

Mai departe, se depun în continuare gresii arcoziene, a căror dezvoltare se face mai ales spre nord-est și mai puțin spre sud-vest. Din ele provin gnaisele cuarțo-feldspatice, care au suferit pe alocuri fenomene de migmatizare, mai dezvoltate în zona Ohabița (fig. 3).

După cum arată figura 3, în acest timp, mai la vest, în zona Delinești —Tîrnova, începuseră de asemenea erupțiunile bazice și continuau să se dezvolte din ce în ce mai larg. Între aceste două zone se depun concomitent, mai departe, depozitele silico-aluminoase cu benzi de sedimente manganifere, din cari au rezultat formațiunea manganiferă și șisturile manganifere din primul orizont. Mai departe, în zona erupțiunilor bazice se dezvoltă mai intens produsele acestui magmatism inițial (Savu, 1962), astfel că, ele ajung să se extindă spre sud-est pînă aproape în zona depunerilor de mangan ale complexului al II-lea (pl. I).

Între timp, în zona primelor depuneri manganifere se continuă sedimentarea de argile nisipoase mai bogate oarecum în fier și magneziu, care alternează uneori cu depozite argiloase și gresii arcoziene. Între ele se mai sedimentează încă un nivel de depuneri manganifere (pl. I și fig. 3).

După acest moment, erupțiunile magmatismului inițial iau o dezvoltare mai mare, extinzîndu-se mai mult, pînă deasupra zonei în care se depuseseră inițial depozitele manganifere și formațiunea manganiferă. După aceasta, se pare că activitatea magmatică scade în intensitate, căci în zona erupțiunilor bazice se depun acum argile și gresii în cantitate din ce în ce mare.

[1]) H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU, M. BĂLOIU, 1955. Op. cit.

Institutul Geologic al României

Problema sedimentării depozitelor manganifere a fost discutată de ȘATSKI (1954). În raport cu vederile acestui cercetător, șisturile manganifere din regiunea Delinești pot fi considerate în ansamblul lor în felul următor. Amfibolitele, care reprezintă produsele metamorfozate ale mag-

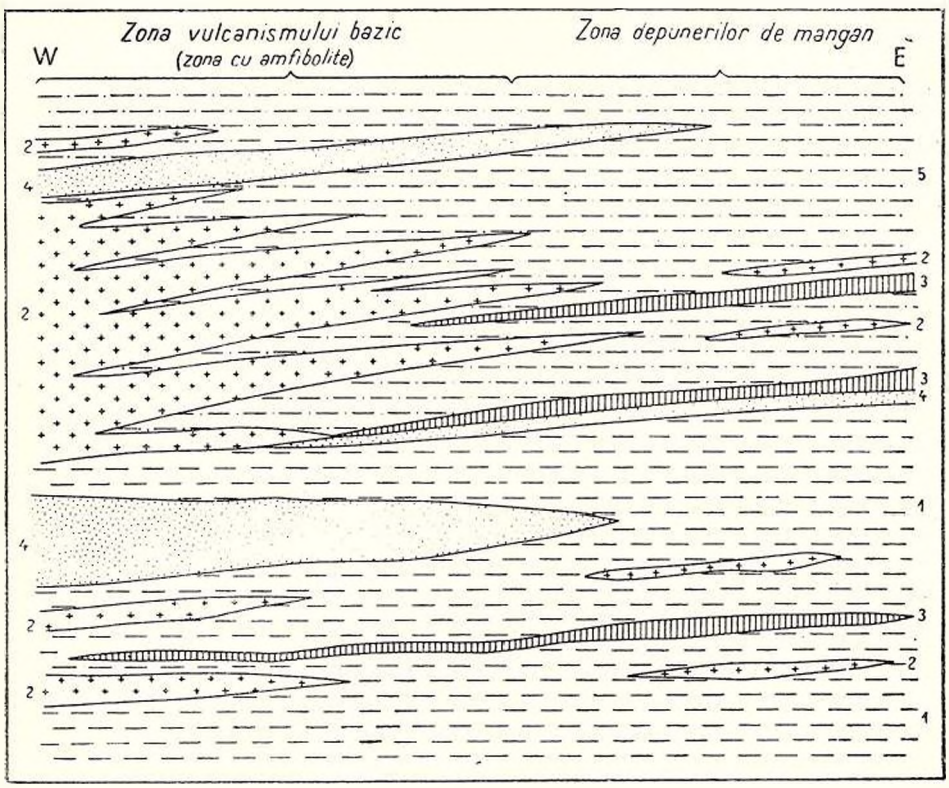


Fig. 3. — Schema evoluției sedimentării, vulcanismului bazic și depunerilor de mangan în vechiul geosinclinal.

1, argile și gresii; 2, roci vulcanice bazice — bazalte, diabaze, spilite și tufurile lor; 3, depuneri de oxizi de mangan în argilite grezoase; 4, arcoze și grauwacke; 5, argile și gresii fine cuarțoase-argiloase.

Fig. 3. — Schéma de l'évolution de la sédimentation, du volcanisme basique et des dépôts de manganèse dans l'ancien géosynclinal.

1, argiles et grés; 2, roches volcaniques basiques-basaltes, diabases, spilites et leurs tufs; 3, dépôts d'oxydes de manganèse dans les argilites gréseuses; 4, arkoses et grauwackes; 5, argiles et grés fins quartzeux-argileux.

matismului inițial, ar corespunde formațiunii de șisturi verzi, iar cuarțitele spessartinice care însoțesc rocile manganifere ar reprezenta formațiunea jaspiferă. Formațiunea de șisturi silicioase ar fi reprezentată în regiunea Delinești prin șisturile formațiunii manganifere pe care am descris-o mai sus, iar șisturile manganifere reprezintă însăși depozitele manganifere.

Institutul Geologic al României

De aici rezultă că, și în munții Semenic șisturile manganifere se asociază cu roci silicioase, care la rîndul lor, conțin unele minerale de mangan, cum este granatul slab manganifer, piedmontitul sau turmalina manganiferă. Intercalațiile de șisturi manganifere se găsesc în aceleași orizonturi la nivelul erupțiunilor bazice și se dezvoltă pe orizontală atît timp cît se dezvoltă și rocile bazice; astfel, zonele manganifere sînt paralele cu marea masă de amfibolite, fapt bine pus în evidență de harta geologică alăturată. Cînd amfibolitele dispar, nu se mai desvoltă nici șisturile manganifere.

După cum am arătat, unele intercalații de roci manganifere, mai ales carbonații, conțin cantități apreciabile de magnetit, dezvoltat sub forma de cristale mari. Sulfurile apar mai rar în șisturile manganifere, dar între amfibolite se găsesc uneori și benzi amfibolitice cu pirotină.

Asocierea șisturilor manganifere cu amfibolitele îndreptățește presupunerea că șisturile manganifere au provenit din depuneri de mangan sub diferite forme, determinate de erupțiunile bazice (M. SAVUL și V. IANOVICI, 1957) ale geosinclinalului.

Așa cum au arătat PARK Ch. F. Jr. (1946); C. V. PAPIU (1953); H. PÈLISSONNIER (1956); M. PASTOR și colab. (1956); H. SAVU (1962 a), depozitele manganifere nemetamorfozate mezozoice și terțiare se depun în geosinclinale împreună cu jaspuri roșii sau verzi și sînt legate de erupțiuni bazice ca diabaze, bazalte, spilite și keratofire sau porfire, ortofire, etc., deci cu vulcanite care constituie sau încheie magmatismul ofiolitic [1]) al geosinclinalelor.

Ionii de mangan și fier sînt extrași din mineralele melanocrate ale acestor vulcanite, prin procesele de alterare submarină și concentrați în zonele din apropiere. Manganul se depune împreună cu o parte din oxizii de fier. Aceste depuneri de oxizi de mangan sînt favorizate de un pH ridicat (RAMKAMA și SAHAMA, 1950); cînd valoarea pH-ului scade, este favorizată formarea carbonaților. Aceste oscilații ale pH-ului au fost determinate de erupțiile submarine succesive.

Cu aceste elemente sînt antrenate o serie de elemente minore (Sr, Ba, Ti, Cu), așa cum a fost arătat de H. SAVU (1962 b), ceea ce confirmă observațiile lui MOHR (1956).

Studiul chimic al acestor șisturi manganifere, ca și al altor zăcăminte manganifere din Carpați, a condus de asemenea la această concluzie (M. SAVUL și V. IANOVICI, 1957).

Evoluția geosinclinalului continuă apoi și se depun mai departe alte formațiuni sedimentare, dar pe care noi nu le mai avem în zona cercetată.

În concluzie, depozitele sedimentare silicoaluminoase și cele manganifere nu s-au depus în tot timpul evoluției geosinclinalului vechi, ci ele s-au sedimentat într-un anumit episod și anume, cînd în această zonă s-au manifestat erupțiile bazice, inițiale, care au avut loc înaintea fazei de inversiune, deci înaintea mișcărilor orogenice. În urma

[1]) H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU, M. BĂLOIU, 1955, Op. cit.

Institutul Geologic al României

mișcărilor orogenice și a metamorfismului, aceste ultime formațiuni au dat amfibolitele, șisturile manganifere și celelalte șisturi cristaline ale complexului II (pl. I și fig. 3).

DEPOZITE SEDIMENTARE NEOGENE

După cum s-a arătat mai înainte (ROȘCA, 1954), șisturile cristaline ale munților Semenic sînt acoperite în partea de nord de depozite de vîrstă miocenă sau pliocenă, care s-au sedimentat în bazinul neogen de la nord. Limita dintre depozitele neogene și șisturile cristaline se găsește pe linia Delinești, Ohabița și Rugi. După forma sa neregulată, credem că această limită nu este redată numai prin simpla limită de transgresiune și că la alcătuirea ei iau parte o serie de fracturi situate sub depozitele sedimentare.

Între formațiunile sedimentare participă depozite tortoniene, sarmațiene și pliocene.

Tortonianul se dezvoltă mai ales în apropierea comunei Rugi. El este reprezentat prin conglomerate calcaroase fosilifere și marne gălbui, între care se intercalează tufuri dacitice și uneori bentonite, cum sînt cele exploatate în apropierea comunei Rugi.

Sarmațianului îi aparțin depozite sedimentare din partea de nord-vest a regiunii, dezvoltate mai ales în jurul comunelor Ohabița și Delinești. El este reprezentat prin nisipuri și pietrișuri cu intercalații de tufuri și argile cenușii, care apar la sud de localitățile Delinești și Ohabița, aproape de limita cu șisturile cristaline.

Depozitele care aparțin Pliocenului se găsesc în jurul localității Ohabița și la nord de această localitate.

Pe văile mai mari din regiunea cercetată apar șesuri aluviale de vîrstă cuaternară.

TECTONICA REGIUNII

Din punct de vedere tectonic, regiunea cercetată se încadrează în ansamblul structural general al cristalinului munților Semenic. Ea se află în partea de nord-vest a structurii anticlinale majore, care formează axul principal al structurii în virgație a cristalinului acestor munți (SAVU, 1964).

În partea de nord-vest a acestei regiuni se schițează un sinclinal mai important, care începe de la SW de Delinești și se continuă în aceeași direcție prin valea Străjești, pîrîul Mizescu și Valea Lungă afundîndu-se în acest sens. Pe direcție, axul lui este secționat și decroșat de numeroase falii (pl. III și IV). Un alt sinclinal paralel cu primul apare mai la E. El începe din bazinul pîrîului Mizescu, la W de Măgura Mare și se continuă de asemenea spre SW trecînd prin pîrîul Mizescu și Valea Lungă (pl. III și IV). Și el este faliat de sistemul de fracturi menționat, ca și sinclinalul de la vest.

Afară de structurile menționate mai sus, pe flancurile lor mai apar cute secundare de dimensiuni reduse, sinclinale sau anticlinale, așa cum

Institutul Geologic al României

rezultă din profilele de pe planșa IV. O asemenea cută slabă s-a putut pune în evidență și în zona T. Bobului.

Aceste structuri sinclinale descrise, fac parte dintr-un sinclinoriu mai larg, în al cărui ax se află șisturile cristaline ale complexului superior.

Tectonica plicativă a fost modificată de o tectonică disjunctivă, reprezentată prin două sisteme de falii. Unul din ele este orientat pe direcția NW—SE și este cel mai important; celălalt sistem se orientează pe direcția NE—SW.

După cum rezultă din harta geologică, primul sistem taie formațiunile perpendicular pe direcția lor și este astfel paralel cu sistemul de fisuri *ac* (SAVU, 1964). El este un sistem de fracturi foarte vechi.

Datorită lui, atît formațiunea manganiferă, cît și celelalte șisturi cristaline sînt decroșate, astfel că urmărirea lor pe direcție este adesea dificilă.

Tot datorită acestui sistem de fracturi, principalul nivel al formațiunii manganifere cu rocile de mangan de la Tîlva Bobului este întrerupt în valea Fierului și dispare. Falia care-l întrerupe este fractura cea mai importantă din regiune.

O altă zonă de fracturi importante din același sistem este cea situată între Vf. Măgura Mare, pîrîul Mizescu și afluentul stîng mai important al pîrîului Mizescu, situat mai jos de confluența cu pîrîul Mizescuțu.

Afară de aceste două zone importante de fracturi orientate pe direcția NW—SE, mai există între ele fracturi de importanță mai redusă. Printre acestea o astfel de fractură este cea de la dealul Socului și mai la sud, cele de pe valea Igazeului. Unele din aceste fracturi au fost trasate și pe hărțile altor autori [1]).

Al doilea sistem de fracturi este orientat pe direcția NE—SW. După cum rezultă din harta geologică, fracturile acestui sistem străbat și întrerup fracturile celuilalt sistem, precum și formațiunile geologice din regiune. Vîrsta lui este mai recentă, fiind determinat, în parte, de mișcările cretacic-superioare, și, în parte, de scufundările neogene.

CONCLUZII GENERALE

Concluziile generale ce rezultă din această lucrare sînt următoarele:

Șisturile cristaline din partea de nord a munților Semenic se pot repartiza la două complexe, unul inferior denumit al micașisturilor și al gnaiselor cuarțo-feldspatice și altul superior, denumit complexul amfibolitelor și al rocilor asociate.

Complexul inferior este alcătuit din micașisturi cu granați, disten și staurolit și gnaise cuarțo-feldspatice, în care se intercalează amfibolite, micașisturi biotitice și un nivel slab de șisturi manganifere. În anumite zone, șisturile acestui complex au suferit fenomene de migmatizare.

[1]) R. DIMITRESCU, D. CONSTANTINOF și M. TEODORESCU, 1955. Op. cit.
C. DRAGHICI și M. SBÂRCEA, 1956. Op. cit.

Institutul Geologic al României

Al doilea complex este alcătuit dintr-o mare masă de amfibolite, cu care se asociază șisturi cuarțoase și gnaise cu biotit, șisturi manganifere și rocile însoțitoare ale rocilor cu mangan care alcătuiesc formațiunea manganiferă. Șisturile cristaline ale acestui complex sînt și ele străbătute de filoane de pegmatite sau de cuarț.

Șisturile manganifere sînt alcătuite dintr-un mare număr de roci, între care deosebim cuarțite spessartinice, spessartinite, carbonatite, rodonitite, șisturi manganifere cu parageneze complexe. Tranziția de la aceste roci la șisturile din formațiunea manganiferă se face prin șisturi cu ferrimuscovit și piedmontit.

Ambele complexe au fost metamorfozate în condițiile faciesului amfibolitic și se încadrează în zona cu staurolit și disten din ansamblul șisturilor cristaline ale munților Semenic.

Paragenezele din șisturile manganifere, care au luat naștere în aceste condiții de metamorfism sînt foarte variate și au depins, în afară de valorile P și T, de concentrația în depozitul premetamorfic a oxizilor de mangan, carbonaților de mangan, a siliciului și a aluminiului. Pe lîngă paragenezele rezultate din metamorfismul regional mai apar paragenezele legate de influența de contact a filoanelor de pegmatite și de cuarț.

Depozitele manganifere premetamorfice s-au depus în vechiul geosinclinal paralel cu erupțiunile bazice ale magmatismului inițial, din care au rezultat amfibolitele. Oxidul de mangan a fost extras din mineralele rocilor bazice — în condițiile alterării lor submarine — și depus apoi, fie sub formă de oxizi de mangan, fie sub formă de carbonați, împreună cu mici benzi de geluri silicioase sau benzi argiloase.

Toate formațiunile premetamorfice au fost cutate și metamorfozate în timpul mișcărilor precambriene.

Tectonica regiunii este reprezentată prin cîteva cute orientate pe direcția NE—SW, structuri ce se află pe flancul nord-vestic al structurii în virgație a cristalinului munților Semenic. Toată regiunea este străbătută de fracturi, ce se orientează pe două direcții principale și anume NW—SE și NE—SW.

Primit: *ianuarie 1964.*

BIBLIOGRAFIE

Ancion Ch., Callembert L. et Macar P. (1956). Les ressources en minerai de manganese du sous-sol de la Belgique. XX. Congr. Geol. Intern., Tomo V. Mexico.

Barth T. F. W., Correns C. W., Eskola P. (1939). Die Entstehung der Gesteine, Berlin.

Böckh J. (1879). Auf den südlichen Teile des Comit. Szöreny bezügliche geologische Notizen. *Földt. Közl.* IX. Budapest.

Böckh J. (1883). Geologische Notizen von de Aufnahme des Jahres 1883 ins Komitate Krasso Szöreny (Jud. Caraș—Severin) *Földt. Közl.* XIII. Budapest.

Cantuniari St. (1930). Contribuțiuni la cunoașterea geologiei Banatului II. Studii geologice în regiunea Cîlnic—Lupac—Vodnic *D. S. Inst. Geol. Rom.* vol. XVI. (1927—1928), București.

Institutul Geologic al României

CLIFFORD N. T. (1958). A note on Kyanite in the Moine Series of Southern Rosshire, and a review of related rocks in the Northern Highlands of Scotland. *Geol. Mag.* vol. XVC No. 4.

CODARCEA AL. (1931). Studiul geologic și petrografic al regiunii Ocna de Fier—Bocșa Montană *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XV. București.

CODARCEA AL. (1940). Vues nouvelles sur la tectonique du Banat et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.*, vol. XX, București.

CODARCEA AL., RĂILEANU GR., PAVELESCU L., GHERASI N., NĂSTĂSEANU S., BERCIA I. MERCUȘ D. (1961). Ghidul excursiilor C. Carpații Meridionali. *Asoc. Geol. Carpato-Balcanică*, Congr. V. București.

ELISEEV N. A. (1959). Metamorfism — Leningrad.

FAIRBAIRN H. W. (1949). Structural petrology of deformed rocks. Cambridge — Massachusetts.

GHERASI N. (1937). Étude pétrographique et géologique dans les monts Godeanu et Țarcu (Carpathes Méridionales) *An. Inst. Geol. Rom.* București.

GIUȘCĂ D. (1962). Contribuții la studiul mineralogic al zăcămintelor de mangan de la Răzoare și Delinești. *Stud. și Cercet. de Geol.* Tom. VII, nr. 3—4, 1962.

GREEN C. J. (1963). Highlevel metamorphism of pelitic rocks in northern New Hampshire. *Amer. Mineral*, vol. 48, nr. 9 and 10.

HALAVÁTS J. (1895). Die östliche Ungebung von Resicza. *Jahresb. d. Kgl. ung. geol. Anst. f. 1893*, Budapest.

HARKER A. (1932). Metamorphism, Methuen, London.

HEZNER LAURA, (1913). Ueber die Manganreichen Kristallinen Schiefer Indiens. *N. Jahrb. Min. Geol.* Paleont. H. 1.

HIETANEN ANNA, (1936). Ueber den Rhodonit und andere Manganminerale von Simsiö. Pohjanmaa, *Bull. Comm. Geol.* Finlande, 115.

IANOVICI V. (1956), Informations générales sur les gisementes de minerai de Manganèse de la Roumanie. XX. *Congr. Geol. Intern* Tomo V, Mexico.

KOSSMAT FR. u. JOHN C. V. (1905). Das Manganerzlager von Macskamező. Zeitschirift für praktische Geologie. Wien.

MOHR. A. P. (1956). A geochemical study of the lower Cambrian manganese ore of the Harlech Dome, North Wales. XX Congr. Geol. Intern; Tomo V, Mexico.

MRAZEC L. (1904). Sur les schistes cristallins des Carpathes Meridionales. *C. R., IX. Congr. geol. internat.* Vienne. 1903.

MUNTEANU MURGOCI, G. (1905). Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes Meridionales *C. R. Acad.* Paris 31, VII.

PAPIU V. C. (1953), Cercetări geologice în Masivul Drocea (Munții Apuseni), *Bul. St. Acad. R.P.R.*, V, 1, București.

PAPP K. (1919). Die Eisenerz u. Kohlenvorräte des Ung. Reiches. Budapest.

PARK CH. F. JR. (1946). The spilite and manganese Problems of the Olympie Peninsula, Washington, *Am. Journ. Sci.*, 244, no. 5.

PASTOR M., DOETSCHE J., LIZAUR J. y CONCHA S. Criaderos de Manganeso de Espania. XX *Congr. Geol. Intern.*, Tomo V, Mexico.

PAULSEN O. ARTH. (1956). The occurence of manganese ores in Norway. XX. *Congr. Geol. Intern*, Tomo V, Mexico.

PAVELESCU L. (1955). Considerațiuni mineralogice asupra unor șisturi cu silicați de mangan și fier din Munții Sebeșului. *Com. Acad. R.P.R.* vol. V, Nr. 2, București.

PAVELESCU L. (1959). Geologia Carpaților Meridionali. *Anal. Rom. Sov. Secț. St. Geol.*, I—II, București.

Institutul Geologic al României

Pélissonnier H. (1956). Caractère syngénétique du manganèse des Hautes Pyrenees. XX. *Congr. Geol. Intern.*, Tomo V, Mexico.

Rădulescu P. D. (1962). Contribuții la cunoașterea mineralelor din zăcămintele de mangan din Moldova de Nord. *D. S. Com. Geol.* vol. XLIII (1955–1956), București.

Ramberg H. (1958). The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Univ. Chicago Press.

Rankama K., Sahama T. G. (1950). Geochemistry. Univ. Chicago Press.

Roșca L. (1954). Comunicare preliminară asupra cercetărilor geologice și petrografice din regiunea Munților Semenic de nord. *D. S. Com. Geol.* vol. XXXVIII (1950–1951). București.

Savu H. (1962) a. Cercetări geologice și petrografice în regiunea Troaș–Pîrnești din masivul Drocea. *D. S. Com. Geol.* vol. XLIV (1956–1957). București.

Savu H. (1962) b. Contribuții la cunoașterea zăcămintelor de mangan din regiunea Delinești (Munții Semenic). *D. S. Com. Geol.* vol XLVI (1958–1959).

Savu H. (1964). Structura în virgație a cristalinului munților Semenic. *D. S. Com. Geol.* vol. LI (1963–1964). București (sub tipar).

Savu H., Micu C. (1963). Contribuții la cunoașterea geologiei părții centrale a munților Semenic. *D. S. Com. Geol.*, XLIX (1961–1962) București.

Savul M. (1927). Șisturile cristaline și zăcămintele de mangan din regiunea Șarul – Dornei. Distr. Cimpulung. *An. Inst. Geol. Rom.* vol. XII.

Savul M., Ianovici V. (1957). Chimismul și originea rocilor cu mangan din Cristalinul Bistriței, *Bul. Acad. R.P.R., seria Geol.-Geogr.* II, 1 București.

Savul M., Ianovici V. (1958). Chimismul rocilor cu mangan din Carpații Orientali și Meridionali din R.P.R. *Studii și Cercetări de Geologie* III, 1–2, București.

Saxen (Saksela). Martti (1933), Ueber den geologischen Bau Süd–Ostbothniens. *Bull. Comm. Geol.* Finlande, 110.

Schroeckenstein F. (1870). Die geologische Verhältnisse des Banater Montandistriktes. *A mag. földt. tars. munk.*, Budapest.

Segnit R. E. (1963). Synthesis of clinochlore at high pressures. *Amer. Mineral. vol.* 48, no. 9 and 10.

Slivko M. M. (1959). Redkie i raseianie elementi v turmalinah. În „*Problemi geohimii*" vip. 1.

Streckeisen A. (1933). Sur la tectonique des Carpathes Meridionales. *An. Inst. Geol.* vol. XVI București.

Șatski S. N. (1954), O marganțenosnih formațiah i o metallogheniі marganța. *Izvestia Akademii Nauk SSSR*, Ser. Geol. nr. 4.

Turner J. Fr. Verhoogen J. (1960). Igneous and metamorphic petrology. New York.

Vaasjoki Oke (1956). On the natural occurrence of manganese in Finland. XX *Congr. Geol. Intern.*, Tomo V, Mexico.

Williams H., Turner Fr. J., Gilbert Ch. M. (1954). Petrography, San Francisco.

Woodland W. A. (1956). The manganese deposits of Great Britain. XX. Congr. Geol. Intern. Tomo V., Mexico.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

EXPLICAȚIA PLANȘEI

Institutul Geologic al României

EXPLICAȚIA PLANȘEI

Fig. 1. — Porfiroblast de almandin cu numeroase incluziuni de cuarț și de alte minerale în micașisturile de pe pîrîul Pogoniș. Nic. II, × 15.

Fig. 2. — Granul de ilmenit cu aureolă de titanit în ortoamfibolitele de pe pîrîul Mașca. Nic. II, × 90.

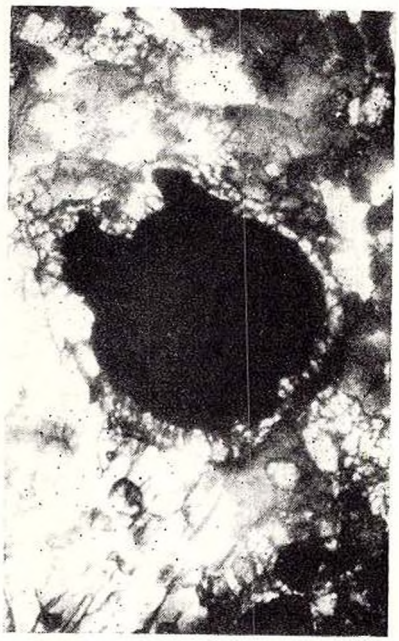
Fig. 3. — Incluziuni de cuarț (alb) în cristaloblastele poikiloblastice larg dezvoltate de plagioclaz (cenușiu) din migmatitele oculare de pe pîrîul Pogonișului. Nic. +, × 3.

Fig. 4. — Amfibolit cu porfiroblaste de granați. Nic. II. × 20.

Institutul Geologic al României



1.



2.

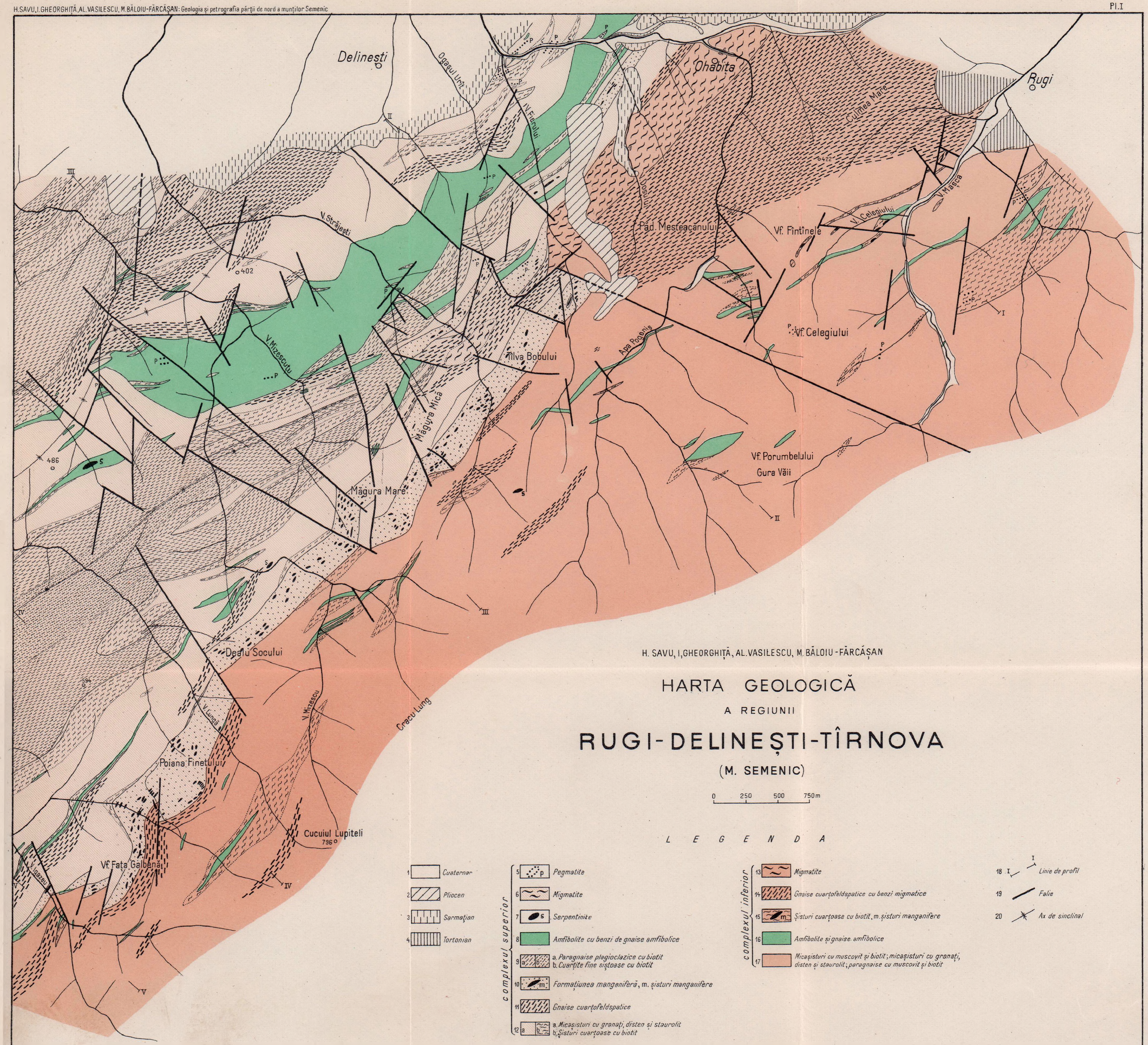


3.



4.

Institutul Geologic al României



H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU, M. BĂLOIU-FĂRCĂȘAN

HARTA GEOLOGICĂ

A REGIUNII

RUGI-DELINEȘTI-TÎRNOVA

(M. SEMENIC)

0 250 500 750 m

L E G E N D A

1 Cuaternar
2 Pliocen
3 Sarmațian
4 Tortonian

complexul superior

5 p Pegmatite
6 Migmatite
7 s Serpentinite
8 Amfibolite cu benzi de gnaise amfibolice
9 a. Paragnaise plagioclazice cu biotit; b. Cuarțite fine șistoase cu biotit
10 m Formațiunea manganiferă, m. șisturi manganifere
11 Gnaise cuarțofeldspatice
12 a. Micașisturi cu granați, disten și staurolit; b. Șisturi cuarțoase cu biotit

complexul inferior

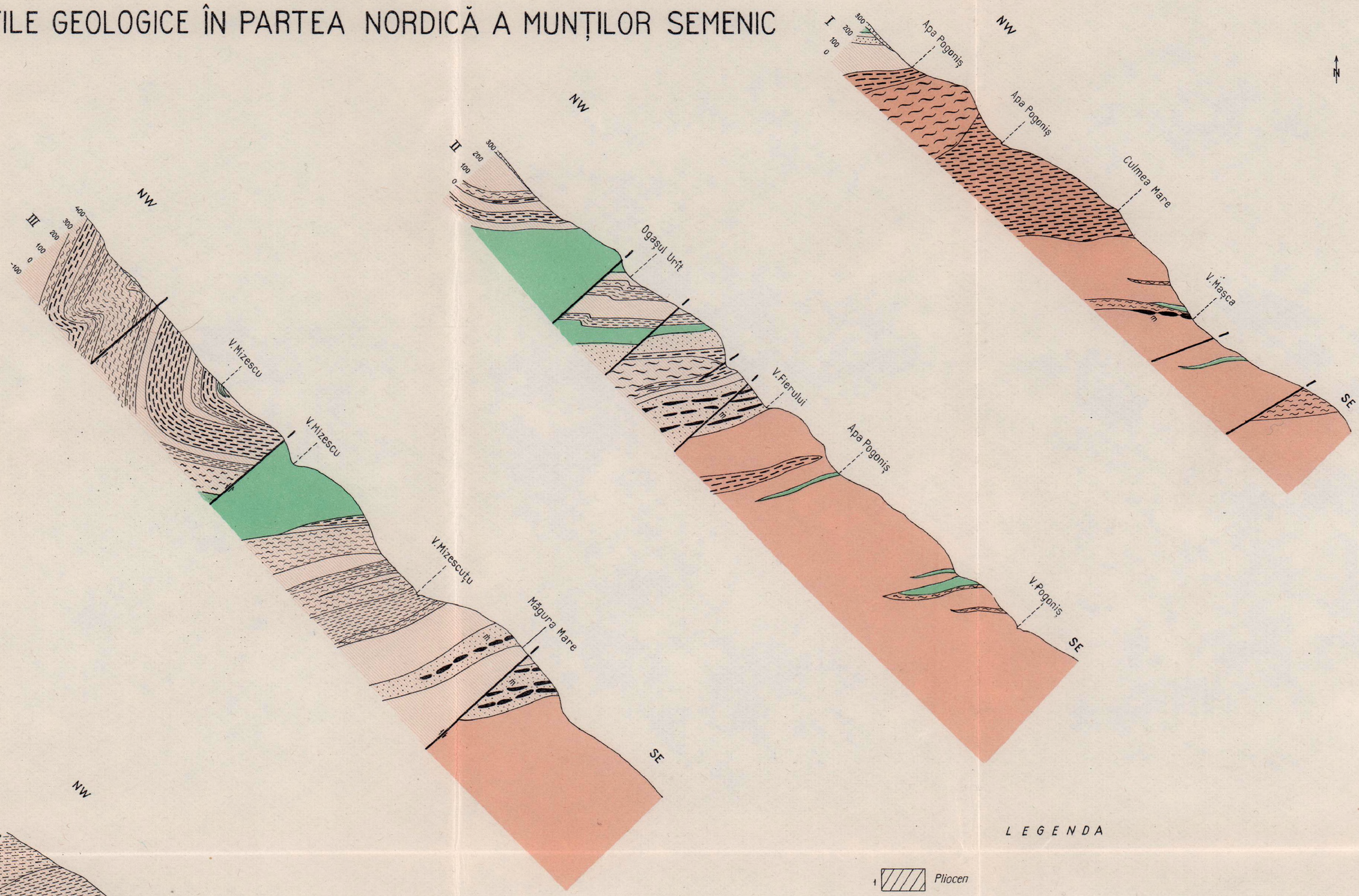
13 Migmatite
14 Gnaise cuarțofeldspatice cu benzi migmatice
15 m Șisturi cuarțoase cu biotit, m. șisturi manganifere
16 Amfibolite și gnaise amfibolice
17 Micașisturi cu muscovit și biotit; micașisturi cu granați, disten și staurolit; paragnaise cu muscovit și biotit

18 I Linie de profil
19 Falie
20 Ax de sinclinal

Imprim. atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

PROFILE GEOLOGICE ÎN PARTEA NORDICĂ A MUNȚILOR SEMENIC



LEGENDA

1. Pliocen
2. Sarmațian

COMPLEXUL SUPERIOR

3. Migmatite
4. Amfibolite cu benzi de gnaise amfibolice
5. a. Paragnaise plagioclazice cu biotit; b. Cuarțite
6. Formațiunea manganiferă; m. șisturi manganifere
7. Gnaise cuarțo-feldspatice
8. a. Micașisturi cu granați, disten și staurolit; b. Șisturi cuarțoase cu biotit

COMPLEXUL INFERIOR

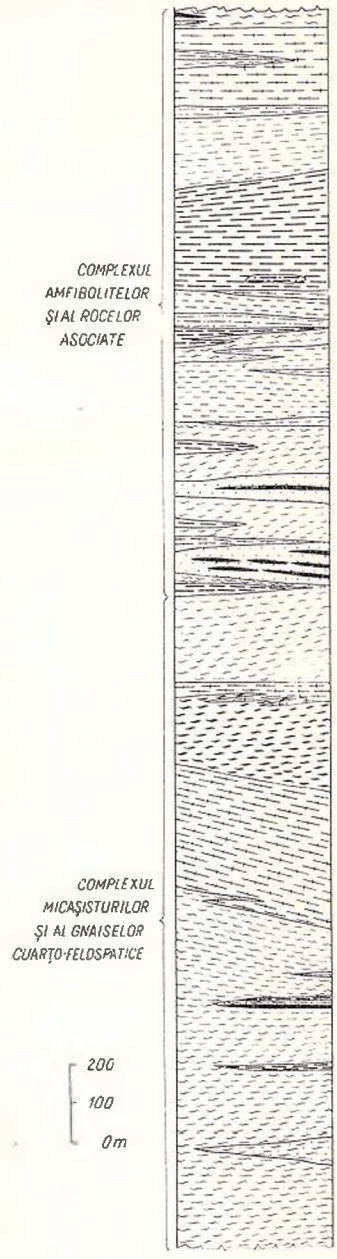
9. Migmatite
10. Gnaise cuarțo-feldspatice cu benzi migmatice
11. Șisturi cuarțoase cu biotit; m. șisturi manganifere
12. Amfibolite și gnaise amfibolice
13. Micașisturi cu muscovit și biotit; micașisturi cu granați, disten și staurolit; paragnaise cu muscovit și biotit
14. Falie

Imprim. atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

COLOANĂ STRATIGRAFICĂ

H. SAVUL, GHEORGHIȚA AL. VASILESCU, M. BĂLOIU FĂRCAȘAN Geologia și petrografia părții de nord a munților Semenic



ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC: vol. XXXIV/1

Imprim. atel. Inst. Geol.

Institutul Geologic al României

GÉOLOGIE ET PÉTROGRAPHIE DE LA PARTIE SEPTENTRIONALE DES MONTS SEMENIC

PAR

H. SAVU, I. GHEORGHIȚĂ, AL. VASILESCU, M.BĂLOIU-FĂRCĂȘAN

(Résumé)

Dans cet ouvrage les auteurs considèrent la géologie et la pétrographie de la partie septentrionale des Monts Semenic, comprise entre Rugi-Delinești et Tîrnova. Cette région est constituée par des schistes cristallins métamorphiques et appartient au domaine gétique. Les schistes cristallins de cette région peuvent être répartis à deux complexes : (1) le complexe des micaschistes et des paragneiss et (2) le complexe des amphibolites et des roches associées.

Le premier complexe se développe dans le SE de la région étudiée, entre les localités Rugi et Ohabița. Il est composé de micaschistes, micaschistes à grenats, dysthène et staurolite, micaschistes quartzeux à biotite, paragneiss à muscovite et biotite, quartzites spessartinitiques, amphibolites, gneiss quartzo-feldspathiques, migmatites lenticulaires et migmatites oeillées. Ce complexe est situé à la partie inférieure de l'empilement de schistes cristallins de la région.

Dans ce complexe, les micaschistes et les gneiss quartzo-feldspathiques sont les formations les plus largement développées ; dans les dernières viennent s'intercaler des bandes de roches migmatiques. Celles-ci abondent à la partie supérieure du complexe, entre Ohabița et Tîlva Bobului. Les autres roches cristallophylliennes apparaissent sous forme d'intercalations minces, à divers niveaux dans les micaschistes, parfois aussi dans les paragneiss. Les migmatites sont représentées par des formes lenticulaires et oeillées, dans lesquelles se développent les feldspaths à structure poeciloblastique. En se développant, les feldspaths ont corrodé les minéraux inclus.

Le complexe des amphibolites et des roches associées est beaucoup plus varié et occupe la partie supérieure de la masse des schistes cristallins de la région. Il se développe dans le NW de l'aire étudiée. Dans ce complexe, les auteurs ont séparé quatres groupes de roches, à savoir ; le groupe des amphibolites, le groupe des paragneiss et des schistes quartzeux à biotite,

Institutul Geologic al României

le groupe des roches de la formation manganifère et le groupe des schistes manganifères.

Les amphibolites sont très répandues dans le complexe supérieur où elles constituent une masse large, composée essentiellement d'orthoamphibolites. Parmi celles-ci on a distingué des amphibolites, des amphibolites à grenats, des amphibolites à biotite et des gneiss amphiboliques. Dans un seul cas, aux orthoamphibolites s'associe un corps de serpentines, marquant une relation génétique entre les deux types de roches. D'autres serpentines sont localisées entre les schistes cristallins du complexe inférieur ou supérieur.

Un autre groupe de roches très répandues dans le complexe supérieur est le groupe des paragneiss et des quartzites schisteux à biotite. Ce sont des paragneiss plagioclasiques à biotite, gris, caractérisés par le grain menu et uniforme et une composition constante, formée de plagioclase et de biotite, parfois un peu de quartz.

Un autre type de roche de ce groupe est représenté par les quartzites finement schisteux, gris sombre ,à granulation très fine.

Le groupe des roches de la formation manganifère représente un faciès particulier des roches du groupe présenté plus haut. On y distingue des micaschistes muscovitiques noduleux, des micaschistes à muscovite et biotite et des micaschistes à piedmontite et ferrimuscovite. Ces roches constituent deux niveaux importants, intercalés dans les schistes du complexe inférieur, qui se développe au SW d'Ohabița. On y trouve cantonnés aussi des schistes manganifères.

Les micaschistes muscovitiques noduleux sont des roches composées de muscovite et dont le quartz forme de petits nodules allongés. Les micaschistes à muscovite et à biotite se rencontre associés à ces roches dans la formation manganifère et au reste des micaschistes dans le complexe supérieur. Ce sont des roches qui contiennent de la muscovite et de la biotite en quantité presque égale ; il y en a des variétes chez lesquelles domine l'un ou l'autre de ces deux minéraux.

Dans ces roches ainsi que dans les autres schistes cristallins de la formation manganifère, le minéral caractéristique est un grenat légèrement biréfringent aux bords des cristalloblastes, indiquant une certaine teneur en spessartine.

Une variété de micaschistes plus rarement rencontrée est celle des micaschistes à piedmontite et ferrimuscovite, associées aux schistes à manganèse de la formation manganifère.

Dans la composition de ces roches, outre le quartz et le plagioclase, il existe également des minéraux tels : l'épidote manganifère joliment colorée et la ferrimuscovite pléochroïque et possédant un petit angle des axes optiques. On trouve, également, un grenat faiblement anisotrope et la tourmaline colorée en orange.

Le groupe des schistes manganifères, quoique plus restreint, est constitué par un bon nombre de roches qui forment de minces intercalations dans les schistes de la formation manganifère. On y distingue : quartzites spessartinitiques, spessartinites, carbonatites manganifères, rho-

Institutul Geologic al României

donitites, schistes manganifères à magnétite, schistes manganifères à paragénèses complexes et schistes manganifères atteints par un métamorphisme de contact.

Les quartzites spessartinitiques sont des roches formées par du quartz et de la spessartine. Le premier minéral représente 50% de la composition. Au contraire, les spessartinites sont composées essentiellement de grenat manganifère. Les quartzites spessartinitiques renferment également une magnétite et une hornblende verte, tandis que les spessartinites, une magnétite et une dannémorite.

Les carbonatites manganifères sont des roches à texture rubannée, où les bandes de rhodocrosite alternent avec des bandes de spessartine, dannémorite et rhodonite, souvent avec des cristaux de magnétite bien développés. Parmi les spessartinites formées de dannémorite à spessartine ou à rhodonite, il y en a qui contiennent plus de 30% magnétite. Ce dernier est une variété de jacobsite.

Les rhodonitites sont des roches chez lesquelles la rhodonite représente 70% de leur composition. Outre ce minéral, elles renferment aussi de la spessartine, de la dannémorite et des minéraux opaques en quantité plus réduite.

Un autre type de schistes manganifères, beaucoup plus riches en minéraux de manganèse, sont les schistes à paragénèses complexes de silicates de manganèse. À leur composition participent : dannémorite, rhodonite, pyroxmangite, spessartine, knébellite ou tephroïte et rhodocrosite, souvent aussi magnétite. Ces minéraux s'associent à plusieurs composants.

Sous l'action du contact avec les filons de roches granitoïdes et quartzeuses, dans les schistes manganifères — décrits plus haut — ont pris naissance des roches dont la composition — à part les minéraux déjà mentionnés — renferme aussi la schefférite, l'épidote, l'orthite etc.

Outre ces groupes de roches spécifiques pour le complexe supérieure, on y rencontre également des schistes communs pour les formations du complexe inférieur. Tels sont les micaschistes à grenats, dysthène et staurolite, où apparaissent, parfois, des concentrations de dysthène sous forme de gros cristaux prismatiques ; en grande partie, ces derniers sont substitués par la muscovite. Se rencontrent également des gneiss quartzo-feldspathiques.

Les schistes cristallins que nous venons de décrire, sont traversés par des filonnets, concordants, de granodiorites gneissiques et des filons de pegmatites. Au point de vue structural, les pegmatites sont massives ou faiblement orientées, les dernières démontrant qu'elles se sont formées vers la fin des mouvements orogéniques. D'après leur composition, les pegmatites de Delinești peuvent être séparées en : pegmatites à feldspath potassique et pegmatites à plagioclase. Dans certaines pegmatites on distingue des cristaux de tourmaline bleue ou verte, à structure zonée. On rencontre également des filons de quartz.

Institutul Geologic al României

En continuation, les auteurs passent à la description des processus de mylonitisation et de diaphtorèse dans les schistes cristallins. Les minéraux des roches affectées par ces phénomènes, tels les feldspaths et le quartz sont cassés, broyés et transformés, quelque fois, en ciment fin. Les minéraux mélanocrates, notamment la biotite et le grenat sont remplacés, en général, par le chlorite, tandis que le dysthène, parfois aussi le staurolite, se transforment en séricite et muscovite. Les amphibolites affectées par ces transformations passent aux schistes amphiboliques à actinolite.

Ensuite, les auteurs montrent que les minéraux index des schistes cristallins de la région sont le dysthène et l'almandin, témoignant que les schistes ont été métamorphisés dans les conditions du faciès amphibolitique. En rapport avec les zones de métamorphisme des monts Semenic, la région étudiée est encadrée dans la zone à staurolite et dysthène.

Les auteurs présentent diverses paragénèses rencontrées dans les schistes cristallins décrits. Basés sur ces paragénèses ainsi que sur les résultats obtenus par d'autres chercheurs, les auteurs tirent la conclusion que le métamorphisme de ces formations a eu lieu entre 550° et 650°, respectivement dans les conditions des sous-faciès de métamorphisme staurolite-almandine et dysthène-almandine.

Est mentionnée l'existence de certaines serpentines associées aux amphibolites de la région, fait qui permet d'affirmer que de pareilles roches pourraient être encore stables à la partie supérieure du faciès almandin-amphibolitique.

Dans ces conditions de métamorphisme, les dépôts au début riches en oxydes de manganèse et de fer ont passé aux schistes à diverses paragénèses de silicates de manganèse et de fer, parfois aussi de carbonates spécifiques pour chaque type de roche. En général, l'on constate, que les schistes manganifères renferment approximativement les mêmes paragénèses dans le faciès amphibolitique que dans celui des schistes verts, fait qui prouve le vaste domaine de stabilité de ces minéraux. C'est pourquoi, lorsqu'on procède à l'analyse de certaines paragénèses de schistes cristallins il faut tenir compte autant de la pression et de la température de leur métamorphisme que de la concentration en certains éléments dans le sédiment initial.

Les auteurs signalent également quelques particularités des schistes manganifères métamorphisés en faciès amphibolitique. Ainsi sont indiqués la jacobsite, la piedmontite, la pyroxmangite, la téphroïte, la knébellite, minéraux qui généralement font défaut ou apparaissent rarement dans les schistes manganifères épimétamorphiques.

En ce qui concerne le matérial initial affecté par le métamorphisme, on considère qu'il a été représenté — en fonction des paragénèses existantes — par des oxydes de manganèse, des carbonates de manganèses, des dépôts siliceux et argileux , qui au début se sont sédimentés dans le géosynclinal précambrien.

Les paragénèses rencontrées dans les schistes manganifères ont pris naissance sous l'action du métamorphisme régional ; il y en a qui se sont

Institutul Geologic al României

formées sous l'influence des injections acides synorogènes ainsi que dans les conditions du processus de migmatisation des roches encaissantes.

En continuation, est présentée l'évolution du géosynclinal précambrien au cours de la période de sédimentation des dépôts dont ont résulté les complexes inférieur et supérieur des schistes cristallins. Ainsi, dans le géosynclinal se déposaient des argiles à faibles intercalations de roches basiques, grès argileux ou quartzeux, suivies par la sédimentation des grès arkosiens. Du métamorphisme de ces dépôts sédimentaires ont résulté les schistes cristallins du complexe inférieur.

En suite, on montre que dans la zone à amphibolites, située au Sud de Delinești, se développaient largement les éruptions basiques du magmatisme initial commencé déjà auparavant. Au SE de cette zone d'éruptions basiques ophiolitiques, se sédimentaient en même temps des formations silico-alumineuses intercalées de dépôts manganifères dont dérivèrent la formation manganifère et les schistes manganifères.

Par suite, le magmatisme basique prend une ampleur plus grande et ses produits aboutissent jusqu'à la zone des dépôts de manganèse sédimentés au début. Plus tard, l'intensité du volcanisme basique diminue dans cette zone et aux roches basiques viennent se substituer de nouveau des dépôts sédimentaires silico-alumineux.

Ainsi que l'a montré SATSKI, les auteurs se trouvent ici en face d'amphibolites qui représentent les produits métamorphisés du magmatisme initial et qui correspondraient à la formation des schistes verts, tandis que les quartzites spessartinitiques qui accompagnent les schistes manganifères représenteraient la formation à jaspes, et les schistes manganifères, ne sauraient être que des dépôts manganifères métamorphisés. Cette supposition est confirmée par la situation géologique dont résulte que les schistes manganifères sont parallèles aux amphibolites ; lorsque les amphibolites disparaissent les schistes manganifères ne se développent non plus.

Les dépôts manganifères pré-métamorphiques ont résulté du dépôt de manganèse sous forme d'oxydes ou de carbonates. Les ions de manganèse et de fer nécessaires à la formation de ces dépôts proviennent des roches volcaniques sous-marines par l'altération sous-aquatique de ces dernières sur le fond du géosynclinal. Les oxydes de manganèse se sont déposés dans les conditions d'un pH élevé, tandis que la formation des carbonates de manganèse a été favorisée par la diminution du pH. Cette oscillation de la valeur du pH a été déterminée par des éruptions sous-marines successives.

Les auteurs mentionnent encore les dépôts sédimentaires néogènes, représentés par des formations tortoniennes, sarmatiennes et pliocènes.

Du point de vue tectonique, la région étudiée est située sur le flanc NW de la structure majeure en virgation des monts Semenic. La tectonique de la région est un synclinorium mis en évidence par quelques plis petits, orientés NE-SW.

Institutul Geologic al României

Perpendiculairement à cette structure se développe un système de failles, anciennes fractures qui coïncident avec la direction des fissures *ac*, orientées NW-SE. Ce système de fracture vient décrocher les divers niveaux de schistes cristallins de la région.

Un second système de fractures, plus récent que le premier, est orienté NE-SW.

EXPLICATION DES PLANCHES

Coupes géologiques dans la partie septentrionale des Monts Semenic

Légende

1. Pliocène ; 2, Sarmatien ; 3, Migmatites ; 4. Amphibolites à bandes de gneiss amphiboliques ; 5 a. Paragneiss plagioclasiques à biotite; 5 b, Quartzites; 6, Formation manganifère; m—schistes manganifères; 7, Gneiss quartzo-feldspathiques ; 8a, Micaschistes à grenats, disthène et staurolite ; 8b, Schistes quartzeux à biotite ; 9, Migmatites ; 10, Gneiss quartzo-feldspathiques à bandes migmatiques ; 11, Schistes quartzeux à biotite ; m-schistes manganifères ; 12, Amphibolites et gneiss amphiboliques ; 13, Micaschistes à muscovite et biotite ; micaschistes à grenats, disthène et staurolite ; paragneiss à muscovite et biotite ; 14, Faille.

Carte géologique de la région de Rugi-Delinești, Tîrnova

Légende

1, Quaternaire ; 2, Pliocène ; 3, Sarmatien ; 4, Tortonien ; 5, Pegmatites ; 6, Migmatites ; 7, Serpentinites ; 8, Amphibolites à bandes de gneiss amphiboliques ; 9a, Paragneiss plagioclasiques à biotite ; 9b, Quartzites fins, schisteux à biotite ; 10, Formation maganifère, m — schistes manganifères 11, Gneiss quartzo-feldspathiques ; 12a. Micaschistes à grenats, disthène et staurolite ; 12b, Schistes quartzeux à biotite ; 13, Migmatites ; 14, Gneiss quartzo-feldspathiques à bandes migmatiques ; 15, Schistes quartzeux à biotite, m — schistes manganifères ; 16, Amphibolites et gneiss amphiboliques ; 17, Micaschistes à muscovite et biotite ; micaschistes à grenats, disthène et staurolite ; paragneiss à muscovite et biotite ; 18, Ligne de profil ; 19, Faille ; 20, Axe de synclinal.

Redactor : MIRCEA PAUCĂ
Tehnoredactor și corectori : G. CAZABAN, I. MATEESCU, L. FOTE.
Traducători : A. RIMAN, C. MISSIR.
Ilustrația : I. PETRESCU

Dat la cules : 17.III.1964. Bun de tipar : 13.VII.1964. Tiraj : 1550 ex. Hîrtie Cartografică tip „B" 49 g/m.p. Ft 70×100. Coli de tipar : 20,5 Cda : 1266 1964. Pentru bibliotecă indicele de clasificare 55(058.

Tiparul executat la Întreprinderea Poligrafică „Informația".

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

COMITÉ GÉOLOGIQUE

INSTITUT GÉOLOGIQUE

ANNUAIRE DU COMITÉ GÉOLOGIQUE

TOME XXXIV

PREMIÈRE PARTIE

Institutul Geologic al României